



UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO DE JANEIRO

IMPACTO DE DIFERENTES REANÁLISES ATMOSFÉRICAS GLOBAIS NA
MODELAGEM HIDRODINÂMICA DA MARGEM CONTINENTAL
LESTE/SUDESTE BRASILEIRA

Douglas Medeiros Nehme

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

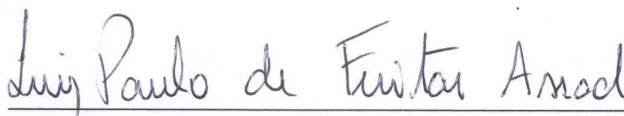
Orientadores: Luiz Paulo de Freitas Assad
Raquel Toste Ferreira dos
Santos

Rio de Janeiro
Outubro de 2018

**IMPACTO DE DIFERENTES REANÁLISES ATMOSFÉRICAS GLOBAIS NA
MODELAGEM HIDRODINÂMICA DA MARGEM CONTINENTAL
LESTE/SUDESTE BRASILEIRA**

DOUGLAS MEDEIROS NEHME

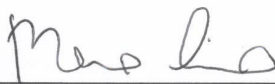
DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ)
COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO
GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA).



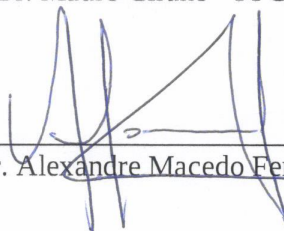
Prof. Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad (Orientador) - PPGM-IGEO-UFRJ



Dra. Raquel Toste Ferreira dos Santos (Orientadora) - UFRJ



Prof. Dr. Mauro Cirano - PPGM-IGEO-UFRJ



Prof Dr. Alexandre Macedo Fernandes – UERJ



Dra. Carina Stefoni Böck - UFRJ

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

OUTUBRO DE 2018

Nehme, Douglas Medeiros

Impacto de Diferentes Reanálises Atmosféricas Globais na Modelagem Hidrodinâmica da Margem Continental Leste/Sudeste Brasileira/Douglas Medeiros Nehme. – Rio de Janeiro: UFRJ/IGEO, 2018.

XXI, 82 p.: il.; 29, 7cm.

Orientadores: Luiz Paulo de Freitas Assad

Raquel Toste Ferreira dos Santos

Dissertação (mestrado) – UFRJ/IGEO/Programa de Meteorologia, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 59 – 73.

1. Interação Oceano-Atmosfera. 2. Atlântico Sul. 3. *Climate Forecast System Reanalysis*. 4. ERA-Interim. 5. *Regional Ocean Modeling System*. I. Assad, Luiz Paulo de Freitas *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, IGEO, Programa de Meteorologia. III. Título.

Dedicatória

À parte de qualquer intuito científico, o principal objetivo desta dissertação foi trazer uma contribuição à comunidade oceanográfica e meteorológica, buscando não só condensar todo o conhecimento que tive nesses mais de dois anos, mas também mostrar, através da maneira como este documento foi escrito, toda minha evolução nesse período. Evolução que pode ser vista como minhas experiências, que por sermos únicos, ninguém terá iguais, e que, verdadeiramente espero, possam ajudar quem deseje trilhar caminhos semelhantes.

Tome cuidado, pois mesmo que leiamos exatamente os mesmos textos, na mesma ordem, façamos os mesmos cursos, com os mesmos professores e pesquisemos os mesmos fenômenos, nos mesmos locais, nada disso será igual, pois tivemos experiências diferentes, absorvemos as informações de maneiras diferentes, somos pessoas diferentes. Então não se cobre em fazer as coisas perfeitas, pois o perfeito não existe. Não se diminua por não conseguir escrever tão bem quanto naquela dissertação, fazer figuras tão didáticas quanto naquele artigo, ser tão organizado quanto aquela tese. Simplesmente busque fazer o seu melhor, crescer a cada dia e NÃO só em sua vida profissional, mas PRINCIPALMENTE na sua vida pessoal, isso é muito importante.

Ah, e se você pensa que por ter consciência do que escrevi aqui consigo colocar todos meus objetivos em prática, pode ter toda certeza que não, mas busco dar um novo passo a cada dia, mesmo que seja difícil e muitas vezes não consiga. Assim como meus e seus pais, meus e seus orientadores, meus e seus amigos todos temos medos e frustrações, mesmo que não falemos.

Obrigado por investir um tempinho nessa leitura, espero que lhe ajude, este trabalho foi dedicado à você. Fique à vontade se quiser entrar em contato por qualquer motivo, estamos aqui uns para ajudar aos outros.

Agradecimentos

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer aos meus pais, Marta e Antonio, por sempre terem me incentivado e apoiado a fazer minhas próprias escolhas, como cursar a graduação em Oceanografia e agora o mestrado em Meteorologia. Sou muito privilegiado em tê-los como base para toda minha vida e por me darem forças para seguir o meu caminho, mesmo que nunca tivessem ouvido falar dele.

Nathália, quero agradecer muito a você também por toda amizade, em especial nos últimos dois anos, onde nos aproximamos muito, muito mesmo e, além de irmãos, nos tornamos verdadeiros amigos eternos. Saiba que chegar em casa e poder compartilhar meus dias e noites com você é fantástico. Pode ter certeza que cada gargalhada, janta e conversa me fizeram mais feliz. É muito bom poder ser um espelho para você, mas saiba que você é o mesmo para mim, te admiro demais, em especial a sua determinação.

Anna Beatriz, temos a certeza que alguém é único em nossas vidas, quando paramos para pensar sobre ela e vêm tanta lembrança, desejo, agradecimento, carinho, amor, cumplicidade, paixão que nos pegamos com o coração batendo mais forte, com um sorriso no rosto e tendo a certeza que somos a pessoa mais sortuda desse mundo. E eu sou, sem dúvida alguma. Em quase seis anos de história, nós crescemos muuuito, um ajudando o outro, dando conselho e bronca, mas sempre felizes com a alegria do outro e triste com as decepções também. Aprendemos a entender nossas diferenças, que mudamos com o tempo e que mesmo assim, está tudo bem. Você fez eu descobrir um homem amoroso dentro de mim que nem mesmo eu conhecia. Sabe o que quero pra nós? Novos degraus, novos desafios, porque com a mulher que escolheu estar ao meu lado, eu sou muito mais forte.

Quero agradecer demais aos meus amigos e à minha família que por vezes não pude estar mais próximo, seja por compromissos, pela distância ou por esse meu jeito fechado, mas saibam que amo muito todos vocês e estarei sempre aqui para qualquer coisa.

Não posso deixar de agradecer ao Hugo, Sidney e Iago, amigos que o mestrado me trouxe e que tornaram toda a caminhada muito mais leve e engraçada, em especial o primeiro ano. Obrigado a todos do LOF e do LAMCE, em especial ao Ivenis e à Talássia, por dividirem as mesmas salas, fazerem os meus dias mais leves e me salvarem várias vezes nessa caminhada.

Muito obrigado a todos os professores que durante o mestrado e toda a vida sempre se dedicaram, da sua maneira, ao meu crescimento. Em especial, quero agradecer ao Luiz Paulo pela orientação, onde sempre foi extremamente aberto a

sugestões e conversas sobre os caminhos da minha dissertação. Além disso, por ter me aceito como orientando mesmo após 7 meses da minha entrada no mestrado, por ter me possibilitado toda a caminhada até aqui na modelagem oceânica e por ter me possibilitado a chegada ao LAMCE. Claro que não poderia faltar um agradecimento especial à Raquel, que aceitou me orientar mesmo depois de eu já ter qualificado e foi tão importante quanto o Luiz Paulo. Muito obrigado por toda atenção, ajuda e paciência, não tenho a menor dúvida que essa dissertação não seria a mesma sem sua orientação. Muito obrigado aos dois, vocês me abriram mais um caminho de possibilidades na Oceanografia.

Quero agradecer também ao Mauro, Alexandre e Carina por terem aceitado compor a banca da minha defesa, tenho certeza que todos as sugestões, comentários e críticas ajudaram e ajudarão a enriquecer não só essa dissertação, mas a mim como Oceanógrafo. Não posso deixar de agradecer ao Alessandro e Ana Cristina que se despiram de qualquer vaidade, por sinal, muito comum na academia, e aceitaram ser membros suplentes.

Por fim, agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento da minha formação, algo ainda escasso para a realidade do Brasil.

*“Eu acredito demais na sorte. E tenho
constatado que quanto mais duro eu
trabalho, mais sorte eu tenho”*

Thomas Jefferson

Resumo da Dissertação apresentada ao IGEO/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

IMPACTO DE DIFERENTES REANÁLISES ATMOSFÉRICAS GLOBAIS NA
MODELAGEM HIDRODINÂMICA DA MARGEM CONTINENTAL
LESTE/SUDESTE BRASILEIRA

Douglas Medeiros Nehme

Outubro/2018

Orientadores: Luiz Paulo de Freitas Assad
Raquel Toste Ferreira dos Santos

Programa: Meteorologia

O estudo da influência dos fluxos atmosféricos sobre o estado do oceano ganha cada vez mais relevância, em especial, aplicações em modelagem. Nesse sentido, o presente estudo foca na modelagem hidrodinâmica da margem continental leste/sudeste brasileira (15°S-30°S; 30°W-51°W) através do *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) com o intuito de verificar os efeitos de diferentes forçantes atmosféricos sobre a circulação superficial e o transporte de volume da Corrente do Brasil (CB). Dois experimentos foram conduzidos usando as mesmas batimetria e condições de contorno e iniciais oceânicas, alterando somente o forçante em superfície, onde foram avaliados o CFSR e o ERA-Interim. A primeira reanálise atmosférica se mostrou mais energética espacial e temporalmente sendo, em média, 13% mais intensa, bem como em 92% dos meses entre 1979 e 2010. Os respectivos experimentos hidrodinâmicos forçados por esses produtos representaram de maneira satisfatória a hidrodinâmica em superfície da área de estudo e o transporte de volume da CB, em 22°S, entre junho de 1982 e maio de 1983, obtendo, em média, $-7,2 \pm 2,6$ Sv (EXP_{CFSR}) e $-7,2 \pm 3,7$ Sv (EXP_{ERA}). Entretanto, sua sazonalidade não apresentou o padrão climatológico esperado. Sugere-se que isso ocorreu pela região simulada só contemplar parte do Atlântico Sul, não sendo possível avaliar completamente a resposta oceânica ao balanço das influências local e remota da circulação atmosférica em toda a bacia oceânica.

Palavras-chaves: Interação Oceano-Atmosfera; Atlântico Sul; *Climate Forecasting System Reanalysis*; ERA-Interim; *Regional Ocean Modeling System*

Abstract of Dissertation presented to IGEO/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

IMPACT OF DIFFERENT GLOBAL ATMOSPHERIC REANALYSIS OVER
EAST/SOUTHEAST BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN
HIDRODYNAMIC MODELLING

Douglas Medeiros Nehme

October/2018

Advisors: Luiz Paulo de Freitas Assad

Raquel Toste Ferreira dos Santos

Department: Meteorology

The investigation of atmospheric flows influence on the ocean state is gaining more relevance nowadays, especially in modeling applications. In this sense, the present study focuses on the hydrodynamic modeling of the Brazilian east/southeast continental margin (15°S-30°S; 30°W-51°W) through the Regional Ocean Modeling System (ROMS) in order to verify the effects of different atmospheric forcings on surface circulation and Brazil Current (BC) volume transport. Two simulations were conducted using the same bathymetry and boundary and initial ocean conditions, changing only the surface forcing of CFSR and ERA-Interim. The first atmospheric reanalysis was more energetic spatially and temporally, being on average 13% more intense, as well as in 92% of the months between 1979 and 2010. The respective experiments forced by these products satisfactorily represented the study area surface hydrodynamics and BC volume transport at 22°S between June 1982 and May 1983, averaging $-7,2 \pm 2,6$ Sv (EXP_{CFSR}) e $-7,2 \pm 3,7$ Sv (EXP_{ERA}). However, its seasonality did not present the expected climatological pattern. Thus, is suggested that this occurred due to the simulated region only contemplates part of South Atlantic, and therefore it is not possible to fully evaluate oceanographic response to the local and remote influences of atmospheric circulation throughout the ocean basin.

Keywords: Air-Sea Interaction; South Atlantic; Climate Forecasting System Reanalysis; ERA-Interim; Regional Ocean Modeling System

Sumário

Lista de Figuras	xii
Lista de Tabelas	xvii
Lista de Abreviaturas	xviii
Lista de Símbolos	xxi
1 Introdução	1
1.1 Motivação e Hipótese	4
2 Objetivos	5
2.1 Objetivo Geral	5
2.2 Objetivos Específicos	5
3 Reanálises Atmosféricas	6
3.1 Descrição do <i>Climate Forecast System Reanalysis</i> (CFSR) e do ERA-Interim (ERA-I)	11
4 Área de Estudo	14
4.1 Caracterização da Região	15
5 Metodologia	19
5.1 Metodologia Aplicada às Reanálises Atmosféricas	19
5.1.1 Validação dos Resultados	20
5.2 Metodologia Aplicada à Modelagem Hidrodinâmica	22
5.2.1 Descrição do <i>Regional Ocean Modeling System</i> (ROMS)	22
5.2.2 Definição do Período de Modelagem dos Experimentos	23
5.2.3 Descrição dos Experimentos	24
5.2.4 Métricas para a Análise dos Resultados	25
6 Resultados	28
6.1 Reanálises Atmosféricas	28
6.1.1 Resultados de Energia Cinética do Vento	28
6.1.2 Resultados de Rotacional e Direção da Tensão de Cisalhamento do Vento	34
6.2 Modelagem Hidrodinâmica	38

7	Discussão	47
8	Conclusões	55
	Referências Bibliográficas	59
A	What's the difference between GFS and FNL?	74
B	Analysis, forecast, reanalysis—what's the difference?	77
C	Reanálises Atmosféricas Globais Existentes	80
D	Considerações acerca da Energia Cinética e Tensão de Cisalhamento do Vento	81

Lista de Figuras

- 1 Esquema ilustrativo da grade de um modelo oceanográfico tridimensional influenciado por forçantes externas. As setas vermelhas representam as condições atmosféricas, a curva amarela a batimetria e as setas azuis as condições oceanográficas externas à grade (Adaptado de COMET, 2007). 3
- 2 Correlações (%) das previsões de 3, 5, 7 e 10 dias da altura geopotencial em 500 hPa para (a) o produto operacional do ECMWF e (b) o ERAI e ERA-40. A área sombreada representa a diferença de correlação entre os Hemisférios Norte e Sul. As linhas pretas verticais indicam o ano em que a versão operacional do sistema de assimilação de dados foi utilizada para as reanálises ERA-40 e ERA-Interim (Adaptado de DEE *et al.*, 2014). 8
- 3 Desvios padrões das séries O-B e O-A da temperatura do ar em 500 hPa para os Hemisférios Norte (NH na figura) e Sul (SH na figura). O-B representa a diferença entre as observações assimiladas pela reanálise ERA-40 e suas previsões e O-A a diferença entre as observações e suas condições iniciais. O retângulo preto indica uma mudança no perfil do desvio padrão entre observações e previsões do ERA-40 para o SH no início de 1979, consequência do início da assimilação operacional de perfis verticais de radiação infravermelha e micro-ondas (Adaptado de POLI, 2011). 9
- 4 Esquema ilustrativo da evolução do sistema de observação da atmosfera, demonstrando o salto quantitativo em consequência das sondagens atmosféricas e dos satélites, respectivamente, a partir das décadas de 1930 e 1970 (Adaptado de POLI, 2011). 10
- 5 Mapa batimétrico da margem continental leste/sudeste brasileira (15°S-30°S; 30°W-51°W), de acordo com os dados do ETOPO1 (AMANTE e EAKINS, 2009), onde a linha vermelha é a seção zonal de 22°S (39°W-40,5°W), definida para o cálculo do transporte de volume da Corrente do Brasil e apresentada na Seção 5.2.4. 14

6	Circulação superficial do Atlântico Sul centralizada sobre o Giro Subtropical, que é delimitado a norte e leste pela Corrente Sul Equatorial, a oeste pela Corrente do Brasil e a sul pela Corrente do Atlântico Sul (Adaptado de PETERSON e STRAMMA, 1991).	16
7	Esquema tridimensional do sistema de correntes da borda oeste do Oceano Atlântico Sul e as massas d'água associadas (Adaptado de SOUTELINO, 2008). Onde as siglas significam: CNB: Corrente Norte do Brasil, CSE: Corrente Sul Equatorial, SNB: Subcorrente Norte do Brasil, CB: Corrente do Brasil, CCI: Corrente de Contorno Intermediária, CCP: Corrente de Contorno Profunda, AT: Água Tropical, ACAS: Água Central do Atlântico Sul, AIA: Água Intermediária Antártica e APAN: Água Profunda do Atlântico Norte. . .	17
8	Esquema bidimensional do escalonamento horizontal das variáveis escalares (pontos ρ) e vetoriais (pontos u e v) na grade C de Arakawa utilizada pelo ROMS (Adaptado de MYROMS, 2018).	22
9	Somatário para toda área de estudo da diferença mensal da EC entre CFSR e ERAI (1979 a 2010 - cinza) e sua média móvel de dezoito meses (preto). A região hachurada em cinza representa o intervalo de dezoito meses do máximo valor da média móvel, definido como o período de modelagem dos experimentos hidrodinâmicos.	24
10	Caracterização da margem continental leste/sudeste Brasileira quanto a energia cinética do vento na superfície do mar, de acordo com as reanálises atmosféricas CFSR (a, b, c) e ERAI (d, e, f), de 1979 a 2010. O parâmetro em questão foi avaliado através de mapas médios (a, d) e de variabilidade (b, e) e histogramas (c, f).	29
11	Caracterização da margem continental leste/sudeste Brasileira quanto a média sazonal da energia cinética do vento na superfície do mar, de acordo com as reanálises atmosféricas CFSR (a, b, c, d) e ERAI (e, f, g, h), de 1979 a 2010.	30
12	Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à diferença da energia cinética do vento na superfície do mar entre as reanálises atmosféricas CFSR e ERAI, de 1979 a 2010. O parâmetro em questão foi avaliado através de histograma (a), mapa médio (b) e série temporal do somatório para toda área de estudo (c). Diferenças positivas (negativas) indicam maiores valores do CFSR (ERAI). . . .	30

13	Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à diferença sazonal da energia cinética do vento na superfície do mar entre as reanálises atmosféricas CFSR e ERAI, de 1979 a 2010. Diferenças positivas (negativas) indicam maiores valores do CFSR (ERAI).	31
14	Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto ao erro da energia cinética do vento na superfície do mar entre a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a, b) e a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (c, d), de maio de 2007 a dezembro de 2010. A diferença foi avaliada através de histograma (a, c) e mapa médio (b, d). Diferenças positivas (negativas) indicam maiores (menores) valores da reanálise tratada em relação ao sensor ASCAT.	32
15	Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto ao erro sazonal da energia cinética do vento na superfície do mar entre a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a, b, c, d) e a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (e, f, g, h), de maio de 2007 a dezembro de 2010. Diferenças positivas (negativas) indicam maiores (menores) valores da reanálise tratada em relação ao sensor ASCAT.	33
16	Gráficos de espalhamento da energia cinética do vento na superfície do mar entre a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a - maio de 2007 a dezembro de 2010), a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (b - maio de 2007 a dezembro de 2010) e entre o CFSR e o ERAI (c - 1979 a 2010). As linhas cheias representam as retas de ajuste aos resultados e as retas tracejadas as funções identidade. . . .	34
17	Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à direção (vetores) e rotacional (cores) da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar, de acordo com as reanálises atmosféricas CFSR (a, c) e ERAI (b, d), de 1979 a 2010. O rotacional foi avaliado em relação à média (a, b) e à variabilidade (c, d).	35
18	Caracterização sazonal da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à direção (vetores) e rotacional (cores) da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar, de acordo com as reanálises atmosféricas CFSR (a, b, c, d) e ERAI (e, f, g, h), de 1979 a 2010. . . .	36

19	Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à direção média da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar (d, e, f) e ao erro do rotacional da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar (a, b, c, g, h) para a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a, d - maio de 2007 a dezembro de 2010), a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (b, e - maio de 2007 a dezembro de 2010) e entre o CFSR e o ERAI (c, f - 1979 a 2010). O erro foi avaliado através de mapas médios (a, b, c) e séries temporais do somatório para toda área de estudo (g, h). Erros positivos (negativos) indicam maiores valores da reanálise em questão (do sensor ASCAT).	37
20	Gráficos de espalhamento do rotacional da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar entre a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a - maio de 2007 a dezembro de 2010), a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (b - maio de 2007 a dezembro de 2010) e entre o CFSR e o ERAI (c - 1979 a 2010). As linhas cheias representam as retas de ajuste aos resultados e as retas tracejadas as funções identidade.	37
21	Elevação da superfície do mar média para o EXP_{CFSR} (a - 06/1982 a 05/1983), o EXP_{ERAI} (b - 06/1982 a 05/1983) e a $CLIM_{CMEMS}$ (c - 2007 a 2017).	38
22	Elevação da superfície do mar sazonal para o EXP_{CFSR} (a, b, e, f - 06/1982 a 05/1983) e o EXP_{ERAI} (c, d, g, h - 06/1982 a 05/1983).	39
23	Velocidade (cores) e direção (vetores) médias das correntes superficiais para o EXP_{CFSR} (a - 06/1982 a 05/1983), o EXP_{ERAI} (b - 06/1982 a 05/1983) e a $CLIM_{CMEMS}$ (c - 2007 a 2017).	40
24	Velocidade (cores) e direção (vetores) sazonais das correntes superficiais para o EXP_{CFSR} (a, b, c, d - 06/1982 a 05/1983) e o EXP_{ERAI} (e, f, g, h - 06/1982 a 05/1983).	41
25	Diferença da elevação (a) e da velocidade (b) da superfície do mar entre o EXP_{CFSR} e o EXP_{ERAI} (06/1982 a 05/1983) e suas direções de correntes na superfície do mar (c). Anomalias positivas (negativas) em (a) e (b) indicam maiores valores da variável em questão no EXP_{CFSR} (EXP_{ERAI}).	42
26	Diferença sazonal da elevação (a, b, c, d) e da velocidade (e, f, g, h) da superfície do mar entre o EXP_{CFSR} e o EXP_{ERAI} (06/1982 a 05/1983). Anomalias positivas (negativas) indicam maiores valores absolutos da variável em questão no EXP_{CFSR} (EXP_{ERAI}).	43

- 27 Média (a, b, c) e desvio padrão (d, e, f) da componente meridional da velocidade, em 22°S, para o EXP_{CFSR} (a, d - 06/1982 a 05/1983), o EXP_{ERA4} (b, e - 06/1982 a 05/1983) e a $CLIM_{CMEMS}$ (c, f - 2007 a 2016). Valores negativos (positivos) da média correspondem a fluxos para sul (norte). As linhas verticais tracejadas representam os três limites *offshore* utilizados para o cálculo do transporte de volume da CB apresentados da Tabela 3 (39,5°W, 39,3°W e 39°W) e a linha sólida representa a base da ACAS. 44
- 28 Componente meridional sazonal da velocidade, em 22°S, para o EXP_{CFSR} (a, c, e, g - 06/1982 a 05/1983) e o EXP_{ERA4} (b, d, f, h - 06/1982 a 05/1983). Valores negativos (positivos) correspondem a fluxos para sul (norte). As linhas verticais tracejadas representam os três limites *offshore* utilizados para o cálculo do transporte de volume da CB apresentados da Tabela 3 (39,5°W, 39,3°W e 39°W) e a linha sólida representa a base da ACAS. 45
- 29 Média móvel de 30 dias do transporte de volume da CB, em 22°S, entre 40,5°W (isóbata de 50 m) e 39°W para o EXP_{CFSR} (linha sólida) e o EXP_{ERA4} (linha tracejada), entre 06/1982 a 05/1983. A legenda apresenta os valores médios e do desvio padrão da série temporal diária, sem levar em consideração a média móvel. 46
- 30 Média móvel de 30 dias do transporte de volume da CB, em 22°S, para o EXP_{CFSR} (linha cheia preta) e o EXP_{ERA4} (linha tracejada preta) e médias mensais do somatório do rotacional da tensão de cisalhamento do vento em toda área de estudo para o CFSR (linha sólida cinza) e ERA4 (linha tracejada cinza) (a). Diferença entre os transportes de volume da CB do painel superior (linha cheia preta) e diferença entre os somatórios dos rotacionais da tensão de cisalhamento do vento do painel superior (linha cheia cinza) (b). 53

Lista de Tabelas

1	Características das reanálises atmosféricas, CFSR e ERAI, utilizadas como forçantes do modelo hidrodinâmico ROMS (DEE <i>et al.</i> , 2011; SAHA <i>et al.</i> , 2010). *Grande parte dos parâmetros superficiais, incluindo continentais e ondas. **Parâmetros da atmosfera superior, toda troposfera e estratosfera.	12
2	Variáveis obtidas do CFSR e ERAI para o forçamento do modelo hidrodinâmico.	25
3	Média e desvio padrão do transporte de volume (Sv) da Corrente do Brasil, em 22°S, da isóbata de 50 metros (40,5°W) aos diferentes limites <i>offshore</i> listados para o EXP_{CFSR} e para o EXP_{ERAI} , entre 06/1982 e 05/1983.	46
4	Reanálises atmosféricas globais modernas de acordo com a geração e as instituições que as produzem (o significado dos acrônimos estão na Lista de Abreviaturas). *Estes produtos representam a segunda versão das reanálises de mesmo nome (Reanálise 1 (KALNAY <i>et al.</i> , 1996) e MERRA (RIENECKER <i>et al.</i> , 2011)) que foram substituídas por apresentarem inconsistências. **Em produção, mas já teve o período a partir de 2008 lançado.	80
5	Reanálises atmosféricas globais climáticas de acordo com a geração e as instituições que as produzem (o significado dos acrônimos estão na Lista de Abreviaturas).	80

Lista de Abreviaturas

$CLIM_{CMEMS}$	Climatologia calculada através dos resultados de 2007 a 2016 do <i>Global Ocean 1/12° Physics Analysis and Forecast updated Daily</i> do CMEMS, p. 25
EXP_{CFSR}	Experimento hidrodinâmico forçado pelo CFSR, p. 25
EXP_{ERA1}	Experimento hidrodinâmico forçado pelo ERAI, p. 25
20CR	<i>20th Century Reanalysis</i> , p. 82
20CRv2	<i>20th Century Reanalysis version 2</i> , p. 12
3D-FGAT	<i>Three-dimensional Variational assimilation scheme with First Guess at the Appropriate Time</i> , p. 13
3D-VAR	<i>Three-dimensional Variational assimilation scheme</i> , p. 14
4D-VAR	<i>Four-dimensional Variational assimilation scheme</i> , p. 13
ACAS	Água Central do Atlântico Sul, p. 19
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, p. 19
ASCAT	<i>Advanced Scatterometer</i> , p. 22
AT	Água Tropical, p. 19
CB	Corrente do Brasil, p. 5
CERA-20C	<i>Coupled Data Assimilation System for Climate ECMWF Reanalysis</i> , p. 12
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i> , p. 4
CFSv2	<i>Climate Forecast System version 2</i> , p. 14
CMEMS	<i>Copernicus Marine Environment Monitoring Service</i> , p. 22
CSE	Corrente Sul Equatorial, p. 17
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i> , p. 4
ERA-15	<i>ECMWF 15 Years Reanalysis</i> , p. 82

ERA-20C	<i>ECMWF Reanalysis of the Twentieth Century</i> , p. 82
ERA-40	<i>ECMWF 45 years Reanalysis</i> , p. 9
ERA-CLIM	<i>European Reanalysis of the Global Climate System</i> , p. 12
ERA5	<i>ECMWF Fifth Global Reanalysis</i> , p. 12
ERA-Interim	ERA-Interim, p. 4
ERA	<i>ECMWF Reanalysis</i> , p. 4
EUMETSAT	<i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i> , p. 22
EnKF	<i>Ensemble Kalman Filter</i> , p. 13
FNL	<i>NOAA/NCEP Final Analysis</i> , p. 75
GDAS	<i>Global Data Assimilation System</i> , p. 75
GFS	<i>Global Forecast System</i> , p. 14
GODAE	<i>Global Ocean Data Assimilation Experiment</i> , p. 2
GOOS	<i>Global Ocean Observing System</i> , p. 1
IFREMER	<i>Institut Français de Recherche pour L'exploitation de la Mer</i> , p. 22
JMA	<i>Japan Meteorological Agency</i> , p. 82
JRA-25	<i>Japanese 25-year Reanalysis</i> , p. 82
JRA-55	<i>Japanese 55-year Reanalysis</i> , p. 82
LAMCE	Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia, p. 16
MERRA-2	<i>Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications version 2</i> , p. 82
MERRA	<i>Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications</i> , p. 82
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i> , p. 82
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i> , p. 75

NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i> , p. 13
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> , p. 12
Projeto Azul	Sistema de Observação Oceânica para a Bacia de Santos, p. 16
RDA	<i>Research Data Archive</i> , p. 75
REMO	Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica, p. 16
RMSE	Erro médio quadrático, p. 22
ROMS	<i>Regional Ocean Modeling System</i> , p. 4
S-RIP	<i>Reanalysis Intercomparison Project</i> , p. 12
SOO	Sistema de Observação dos Oceanos, p. 1
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro, p. 16
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i> , p. 75

Lista de Símbolos

C_D	Coeficiente de arrasto, p. 82
U_{10}	Velocidade do vento a 10 metros, p. 21
U_S	Correntes oceânicas superficiais, p. 82
ρ_a	Densidade do ar, p. 82
σ_θ	Densidade potencial, p. 28
τ	Tensão de cisalhamento do vento a 10 metros, p. 21
EC	Energia cinética do vento a 10 metros por unidade de massa, p. 21
ROT	Rotacional da tensão de cisalhamento do vento a 10 metros, p. 21
Sv	Sverdup ($10^6 \text{ m}^3.s^{-1}$), p. 47

Capítulo 1

Introdução

O entendimento do padrão médio e da variabilidade dos ambientes oceânicos e costeiros permite um pleno gerenciamento das atividades regulares e emergenciais realizadas junto ao mar. Entretanto, a restrita quantidade de plataformas de coleta de dados ainda é um entrave ao contínuo monitoramento e previsão do estado do oceano (FLEMMING, 2002; LEGLER *et al.*, 2015).

De modo a enfrentar esse problema, a partir da década de 1980, diversos sistemas de coleta sistemática de dados *in situ* foram implementados em todo o planeta, os Sistemas de Observação dos Oceanos (SOO) (LEGLER *et al.*, 2015). Dentre os mais importantes, citam-se: *World Ocean Circulation Experiment*-WOCE (WCRP, 1986), ARGO (ROEMMICH *et al.*, 1998), *Tropical Ocean Global Atmosphere*-TOGA (MCPHADEN *et al.*, 1998, 2010) e *Global Tropical Moored Buoy Array*-GT MBA (MCPHADEN, 2011). Em caráter mais recente, LIU *et al.* (2015) compilaram informações de SOOs costeiros em todo o globo.

Com o intuito de integrar todas estas informações, auxiliar na criação e manutenção de outras iniciativas de SOOs e facilitar na colaboração internacional entre pesquisadores e usuários dos resultados produzidos a *Intergovernmental Oceanographic Commission*-IOC da UNESCO criou, em 1991, o *Global Ocean Observing System* (GOOS) (LEGLER *et al.*, 2015; LINDSTROM, 2018). Este projeto de cunho operacional, global e permanente surgiu em resposta à 2ª Conferência Mundial do Clima (Genebra, 1990) e à Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente e Desenvolvimento (Rio de Janeiro, 1992), tendo como principal objetivo monitorar os oceanos de maneira a subsidiar sua previsão em escalas de tempo e clima frente aos contínuos impactos antropogênicos (DEXTER e SUMMERHAYES, 2010; PINARDI e WOODS, 2002).

Porém, devido a abrangência global das mudanças climáticas e a restrita espacialização inerente a coleta de dados *in situ* não seria possível obter respostas profundas exclusivamente com os SOOs. Com isso, por seus resultados apresentarem maior abrangência espacial a modelagem numérica (década de 1970) e o sensoriamento remoto (década de 1980) ganharam maior relevância nos estudos oceanográficos (SCHILLER, 2011). Vale ressaltar que o segundo ainda se estabelece como um componente dos SOOs, de forma complementar aos dados *in situ*,

visto sua capacidade de realizar amostragens periodicamente repetidas e de extensas regiões (LEGLER *et al.*, 2015). Entretanto, a aquisição destas informações é limitada às primeiras camadas dos oceanos e diretamente influenciada pelas condições atmosféricas.

Por isso, a maior parte dos grandes SOOs também apresentavam em seu escopo a implementação de modelos de previsão dos oceanos (SCHILLER, 2011). Isso demonstrava a necessidade de (i) caracterizar o oceano tridimensionalmente e (ii) predizê-lo em escalas de tempo e clima. A segunda capacidade só passou a ser possível a partir do início da década de 1980, pelo advento do sensoriamento remoto (FLEMMING, 2002; SCHILLER, 2011). Como consequência de todos os avanços, na década de 1990, a comunidade oceanográfica percebeu a oportunidade de realizar previsões oceânicas em tempo quase real com maior acurácia pela integração das observações produzidas pelos SOOs aos modelos numéricos, processo conhecido como assimilação de dados (SCHILLER e BRASSINGTON, 2011). Esta técnica busca combinar os princípios dinâmicos presentes nos modelos numéricos às observações realizadas no ambiente e tem o intuito de reduzir ao máximo os erros inerentes à modelagem, convergindo seus resultados aos dados obtidos (ZARON, 2011).

Assim, a integração entre SOOs, modelagem numérica e assimilação de dados de forma rotineira, sistemática, com a rápida interpretação e disseminação dos resultados e a constante avaliação de performance passou a representar o conceito base de Oceanografia Operacional (IGST, 2000 *apud* GOVST, 2014; PINARDI e WOODS, 2002). O rápido desenvolvimento desta área só foi possível devido ao estabelecimento, em 1998, de um programa internacional nos mesmos moldes integrativos do GOOS, porém focado em modelagem e assimilação de dados, o *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE) (BELL *et al.*, 2009; SCHILLER e BRASSINGTON, 2011).

Esse projeto foi criado com um prazo de duração de dez anos (1998-2007) e tinha como principal objetivo demonstrar à sociedade mundial a viabilidade e benefícios das previsões oceânicas em tempo quase real (BELL *et al.*, 2009, 2015). Além de atingir as expectativas, o GODAE deu um grande impulso no desenvolvimento dos serviços de Oceanografia Operacional em diversos países (SCHILLER, 2011) e parte dos progressos obtidos nestes dez anos podem ser vistos em uma edição especial da revista científica *Oceanography* (BELL *et al.*, 2009).

O sucesso do programa e questões não respondidas até ali (regionalização dos modelos em áreas de plataforma continental, inclusão de informações biogeoquímicas, acoplamento oceano-atmosfera-ondas-gelo marinho) permitiram, em 2009, a evolução do GODAE de um experimento temporário para um programa internacionalmente reconhecido e permanente, o GODAE Ocean View (GOVST, 2012; LE TRAON *et al.*, 2009). Isso demonstrou a relevância global da modelagem

numérica, fato ainda extremamente atual e expressivo.

Ao longo da evolução desse método, a capacidade de processamento computacional sempre foi um fator limitante (SCHILLER, 2011). Já a evolução nas previsões do oceano trouxeram consigo demandas por resultados cada vez mais resolutos, com mais variáveis e mais rápidos. Assim, com o aumento da necessidade de processamento de informações, naturalmente a maioria dos esforços de modelagem se concentraram em regiões específicas, ou seja, não cobriam todo globo, impondo que esses sistemas fossem alimentados com as condições externas ao seu domínio, como condições de contorno laterais. Da mesma forma que horizontalmente, os modelos também precisam receber informações referentes aos seus limites verticais, a atmosfera e o fundo oceânico, como ilustrado a seguir (Figura 1).

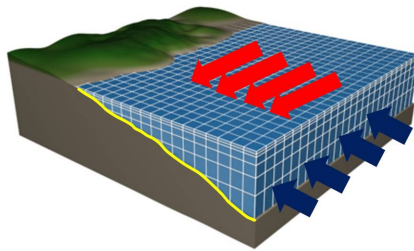


Figura 1: Esquema ilustrativo da grade de um modelo oceanográfico tridimensional influenciado por forçantes externas. As setas vermelhas representam as condições atmosféricas, a curva amarela a batimetria e as setas azuis as condições oceanográficas externas à grade (Adaptado de COMET, 2007).

Tendo isso em mente e sabendo que a atmosfera desempenha um papel imprescindível sobre a dinâmica e termodinâmica dos oceanos, em especial nas primeiras centenas de metros, fica evidente a influência das condições de contorno atmosféricas sobre modelagem do ambiente marinho (DEE *et al.*, 2014). Por exemplo, nas camadas superficiais o vento controla toda a dinâmica de Ekman (EKMAN, 1905) e de Sverdrup (SVERDRUP, 1947), enquanto a troca de calor é um fator determinante na profundidade da camada de mistura e formação de gelo (SCHILLER, 2011). Os fluxos de calor e de massa também influenciam regiões subsuperficiais, através da troca destas propriedades em áreas de formação de massas d'água profundas (CHAUDHURI *et al.*, 2016).

Nos últimos anos, vários estudos objetivaram analisar a qualidade de diferentes produtos atmosféricos (ALVAREZ *et al.*, 2014; CHAUDHURI *et al.*, 2013; DECKER *et al.*, 2012; ESCOFFIER e PROVOST, 1998; STOPA e CHEUNG, 2014; STÜKER *et al.*, 2016) e suas consequências à modelagem dos oceanos (CHAUDHURI *et al.*, 2016; METZGER, 2003), de ondas (AKPINAR e PONCE DE LEÓN, 2016; LAVIDAS *et al.*, 2017; STOPA e CHEUNG, 2014; VAN VLEDDER e AKPINAR, 2015), e da própria atmosfera (CARVALHO *et al.*, 2012, 2014a). Entretanto, de todos esses estudos somente um, de 1998, foi orientado ao Atlântico

Sul, porém sem considerar o impacto sobre o estado do oceano (ESCOFFIER e PROVOST, 1998). Dessa forma, fica clara a lacuna na avaliação dos produtos atmosféricos disponibilizados atualmente e na identificação do que contribuiria para representar de forma mais adequada a dinâmica atmosférica na costa brasileira.

1.1 Motivação e Hipótese

Tendo em vista toda evolução da Oceanografia Operacional e seus produtos cada vez mais avançados, a motivação deste estudo foi contribuir para que as atuais demandas sociais por simulações oceanográficas mais assertivas também pudessem ser atingidas na costa brasileira, através da escolha de forçantes superficiais mais representativos da circulação atmosférica local. Assim, com o intuito de minimizar a lacuna existente na literatura, o presente estudo teve como objetivo avaliar duas das mais avançadas reanálises atmosféricas atuais, o *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA *et al.*, 2010) e o *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) *Reanalysis* (ERA) Interim (ERA-Interim) (DEE *et al.*, 2011), como forçantes atmosféricos do modelo numérico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), para a parte do litoral brasileiro localizada entre os estados do Rio Grande do Sul e da Bahia, aqui chamada de margem continental leste/sudeste brasileira (KNOPPERS *et al.*, 1999)

Essa região tem grande importância socioeconômica para o Brasil, pois além de englobar a faixa costeira mais desenvolvida, apresenta uma intensa atividade portuária (ANTAQ, 2016) e de operações *offshore* da indústria de petróleo e gás (ANP, 2017). Porém, ainda há uma baixa densidade de estudos oceanográficos frente sua relevância, deixando em aberto importantes aspectos da dinâmica oceânica e costeira locais (SANTOS *et al.*, 2015).

Como hipótese, supõe-se que dentre as duas reanálises atmosféricas uma apresente a circulação atmosférica mais energética, fato já observado para outras regiões do globo (LAVIDAS *et al.*, 2017; STOPA e CHEUNG, 2014), dessa forma transferindo mais energia ao oceano e afetando assim determinadas feições oceanográficas, em especial aquelas associadas ao oceano superior (profundidades inferiores a 1000 metros), como a Corrente do Brasil (CB). Dessa forma, no Capítulo 2 são apresentados os objetivos a fim de testar essa hipótese. Subsequentemente, a presente dissertação foi organizada de maneira que no Capítulo 3 seja apresentada uma revisão bibliográfica sobre as reanálises atmosféricas, no Capítulo 4 trate-se da área de estudo, no Capítulo 5 seja descrita toda a metodologia aplicada na preparação dos experimentos hidrodinâmicos e nas análises dos resultados, nos Capítulos 6 e 7 apresentem-se e discutam-se os resultados e no Capítulo 8 haja uma síntese desse estudo com as principais descobertas, conclusões e propostas de temas futuros.

Capítulo 2

Objetivos

2.1 Objetivo Geral

Esta dissertação parte da hipótese que as reanálises atmosféricas CFSR e ERAI apresentam, para a porção oeste do Atlântico Sul, energias diferentes em seus níveis superficiais, assim como já foi observado para outras áreas do planeta (LAVIDAS *et al.*, 2017; STOPA e CHEUNG, 2014). Assim, a fim de testar essa suposição, definiu-se como objetivo principal deste estudo avaliar os diferentes impactos da utilização do CFSR e do ERAI como forçantes atmosféricas do modelo hidrodinâmico ROMS sobre a dinâmica do oceano adjacente à margem continental leste/sudeste brasileira.

2.2 Objetivos Específicos

- Caracterização da região de estudo quanto ao rotacional da tensão de cisalhamento e à energia cinética do vento na superfície do mar de acordo com o CFSR e ERAI e comparação desses parâmetros das reanálises atmosféricas entre si e com dados de satélite;
- Implementação de dois experimentos de modelagem hidrodinâmica, um forçado em superfície pelo CFSR e outro pelo ERAI, para a caracterização de toda a região de estudo quanto a elevação da superfície do mar e correntes superficiais e caracterização de uma seção em 22°S quanto a estrutura vertical de velocidades e o transporte de volume da CB. Além de comparar esses experimentos entre si, busca-se avaliar os resultados em superfície frente outro produto de modelagem e os resultados verticais com valores de referência na bibliografia para a região.

Capítulo 3

Reanálises Atmosféricas

A intenção desse capítulo foi trazer uma revisão bibliográfica acerca de Reanálises Atmosféricas, englobando o seu surgimento, evolução, abrangência, tipos e perspectivas futuras desse produto que permitiu grandes avanços em pesquisas de tempo e clima (RIENECKER *et al.*, 2010). Porém, antes de discorrer sobre o tema optou-se por definir alguns termos. Tendo em vista que a palavra reanálise surgiu do neologismo da expressão em inglês *retrospective analysis*, defini-se a análise de um modelo como a melhor estimativa do estado de um componente do Sistema Climático em determinado instante (COMPO *et al.*, 2011; FUJIWARA *et al.*, 2017), ou seja, a melhor caracterização do oceano ou da atmosfera utilizando todos os dados (*in situ* e remotos) e resultados de modelos disponíveis para aquele momento. Essa representação é dada para toda a área de estudo, mesmo os dados não contemplando-a inteiramente, visto que são aplicados métodos estatísticos, modelos físicos e matemáticos que espacializam a informação (DEE *et al.*, 2014; FUJIWARA *et al.*, 2017). Usualmente, a análise pode ser tratada como uma fotografia do instante atual da atmosfera/oceano (COMPO *et al.*, 2011).

Já a modelagem, seja ela de qualquer componente do Sistema Climático, funciona de maneira cíclica, onde a condição inicial referente a determinado instante (t) é utilizada para o cálculo da previsão do instante seguinte ($t + \Delta t$). A previsão para esse segundo momento ($t + \Delta t$) torna-se a condição inicial para a previsão do próximo passo de tempo ($t + 2\Delta t$) e assim sucessivamente. Quanto melhor for a representação do ambiente pela condição inicial, melhor será sua previsão. Porém, a cada ciclo, ou seja, quanto mais distante, no tempo, do instante inicial (t) as previsões tendem a representar o real estado do componente modelado com menor acurácia. Por isso, em certas simulações, a cada novo ciclo as condições iniciais deixam de ser somente as previsões do instante anterior e passam a ser análises geradas a partir dessas previsões e de dados coletados no ambiente para o intervalo entre os ciclos (Δt), método conhecido como assimilação de dados (COMPO *et al.*, 2011; FUJIWARA *et al.*, 2017; SAHA *et al.*, 2010).

Quando a modelagem é realizada de forma operacional, duas demandas diretas surgem: (i) o resultado da previsão deve ser obtido antes de seu instante correspondente, de forma que continue sendo a modelagem de um momento futuro, e (ii)

o sistema deve passar por constantes avaliações de desempenho para que os resultados sejam cada vez mais assertivos. Entretanto, para simulações globais, como as tratadas aqui, a primeira demanda faz com que não haja tempo hábil para os dados de todo planeta serem transmitidos, tratados e assimilados, restringindo o número de observações incluídas na caracterização do ambiente das análises operacionais. Já a segunda induz que o sistema de assimilação de dados¹ seja constantemente atualizado para a correção de erros. Tais modificações recorrentes podem introduzir inconsistências temporais se os resultados forem avaliados para longos períodos, visto que tendências numéricas, ou seja, artificiais ao sistema modelado, são produzidas (BENGTSSON *et al.*, 2007). Entretanto, destaque-se que mesmo com esses problemas, as simulações operacionais cumprem com sucesso o objetivo de gerar a melhor previsão no menor tempo possível.

Tendo isso em mente, fica mais fácil definir e discorrer acerca das reanálises, principalmente sabendo que essa metodologia foi projetada para suprir as deficiências dos sistemas operacionais (BROMWICH *et al.*, 2011; COMPO *et al.*, 2011; FUJIWARA *et al.*, 2017). Com isso, de acordo com DEE *et al.* (2014), as reanálises são “consistentes reproprocessamentos de dados pretéritos (*retrospective analysis*) usando uma única versão de um moderno sistema de assimilação de dados. Essas são capazes de produzir resultados multidecadais e espacialmente completos que estimam grande quantidade de variáveis atmosféricas, oceanográficas e continentais, incluindo muitas não assimiladas. Em essência, o objetivo das reanálises é obter compreensiva descrição do estado do Sistema Climático terrestre usando o máximo de informações pretéritas possíveis, em especial dados, e aplicando-as em um moderno sistema de assimilação”. Esses produtos são classificados como modernos quando representam o período recente de observações através de satélite, em grande parte a partir da década de 1970, e como climáticos quando se estendem até finais do século XIX.

Em consequência do grande número de parâmetros, da abrangência temporal e da elevada acurácia, as reanálises atmosféricas em geral se tornaram extremamente úteis em diversas áreas, como pesquisas acadêmicas, validação de modelos de previsão de tempo (COMPO *et al.*, 2011; DEE *et al.*, 2014) e estudos de grande aplicação no cotidiano, como energias renováveis, agricultura e planejamento urbano (DEE *et al.*, 2014). Não por coincidência três dos cinco artigos mais citados entre 2016 e 2018 no *Bulletin of the American Meteorological Society* descrevem reanálises atmosféricas (journals.ametsoc.org).

A capacidade desses produtos em suprir deficiências dos modelos operacionais fica, em parte, explícita através da Figura 2. Nessa, o gráfico superior indica

¹Um sistema de assimilação de dados é definido como o conjunto do modelo de previsão utilizado mais o método de assimilação de dados. (SAHA *et al.*, 2010)

as correlações que os resultados do sistema operacional do ECMWF apresentou ao longo dos anos, enquanto o inferior demonstra o mesmo parâmetro relacionado às reanálises *ECMWF 45 years Reanalysis* (ERA-40) e ERAI. É possível perceber que com o passar do tempo e devido aos seus desenvolvimentos os resultados operacionais apresentaram melhora na acurácia, chegando a valores próximos de 95% e 97% quando a versão dos modelos utilizados no ERA-40 e ERAI foram definidas (representadas pelas retas verticais - FUJIWARA *et al.*, 2017). Porém, o reprocessamento aplicado pelas reanálises permitiu que todo o período contemplado por elas apresentassem melhor acurácia do que o sistema operacional tinha capacidade na época. Por exemplo, em 1980, as previsões para 3 dias (D+3) do sistema operacional apresentavam correlação em torno de 85% para o hemisfério norte (limite superior das áreas hachuradas) e essa saltou para 91% e 95% no ERA-40 e ERAI, respectivamente, demonstrado o ganho em consequência dessa metodologia.

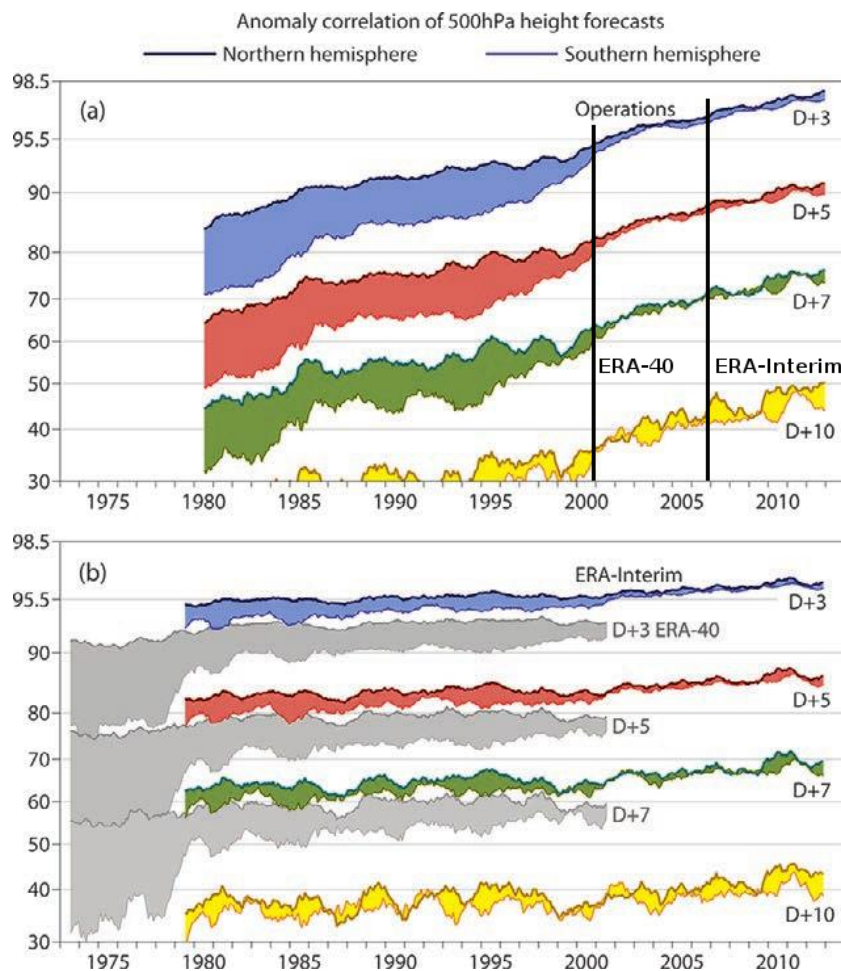


Figura 2: Correlações (%) das previsões de 3, 5, 7 e 10 dias da altura geopotencial em 500 hPa para (a) o produto operacional do ECMWF e (b) o ERAI e ERA-40. A área sombreada representa a diferença de correlação entre os Hemisférios Norte e Sul. As linhas pretas verticais indicam o ano em que a versão operacional do sistema de assimilação de dados foi utilizada para as reanálises ERA-40 e ERA-Interim (Adaptado de DEE *et al.*, 2014).

Entretanto, pesquisas demonstram que as reanálises também podem apresentar deficiências, como tendências artificiais em seus resultados. Enquanto nos modelos operacionais isso ocorre pela constante atualização do sistema de assimilação de dados, nas reanálises a modificação brusca da quantidade, qualidade e características dos dados assimilados pode introduzir esse tipo de sinal numérico (BENGTTSSON *et al.*, 2007; BROMWICH *et al.*, 2011; COMPO *et al.*, 2011; DEE *et al.*, 2014; FUJIWARA *et al.*, 2017; SAHA *et al.*, 2010). Através da Figura 3, demonstra-se a melhora dos resultados da reanálise ERA-40 (UPPALA *et al.*, 2005) para o hemisfério sul, a partir de 1979, após o início da assimilação de perfis verticais de radiação infravermelha e micro-ondas. Essa consequência, destacada pelo retângulo preto, foi observada pela diminuição do desvio padrão entre as observações e os produtos do ERA-40 e, em decorrência disso, a melhor representatividade dos resultados. Por essas modificações poderem inserir tendências artificiais aos resultados, estudos que buscam avaliar a capacidade das reanálises em representar de forma segura alterações de baixa frequência se destacam. Nesse sentido, parte das pesquisas demonstraram que os produtos atmosféricos mais recentes tendem a sofrer menor influência dessas modificações frente reanálises de gerações anteriores (BENGTTSSON *et al.*, 2007; BROMWICH *et al.*, 2011), provavelmente porque seus métodos de assimilação de dados são mais robustos (DEE *et al.*, 2014; FUJIWARA *et al.*, 2017).

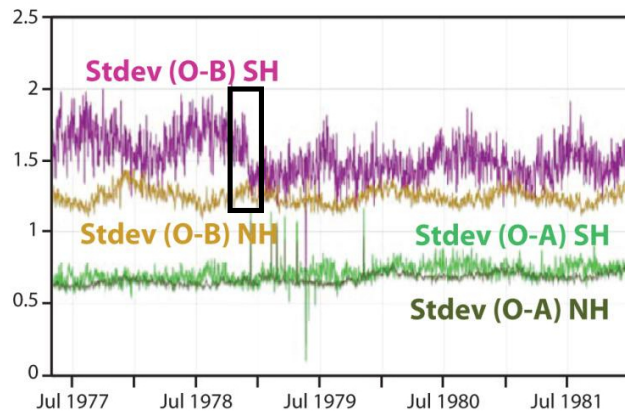


Figura 3: Desvios padrões das séries O-B e O-A da temperatura do ar em 500 hPa para os Hemisférios Norte (NH na figura) e Sul (SH na figura). O-B representa a diferença entre as observações assimiladas pela reanálise ERA-40 e suas previsões e O-A a diferença entre as observações e suas condições iniciais. O retângulo preto indica uma mudança no perfil do desvio padrão entre observações e previsões do ERA-40 para o SH no início de 1979, consequência do início da assimilação operacional de perfis verticais de radiação infravermelha e micro-ondas (Adaptado de POLI, 2011).

Nesse sentido, as reanálises climáticas mais recentes diminuiram a quantidade de dados e variáveis assimiladas em relação às suas antecessoras (DEE *et al.*, 2014).

Em um primeiro momento isso poderia parecer contraditório pela disponibilidade de dados ter aumentado exponencialmente (Figura 4), mas elas buscaram a maior consistência temporal possível para a identificação de tendências naturais de longo período (COMPO *et al.*, 2011; DEE *et al.*, 2014). Para isso deixaram de assimilar grande parte dos dados obtidos por satélites e se restringiram às variáveis com maior disponibilidade de séries temporais longas, como dados de pressão atmosférica em superfície (FUJIWARA *et al.*, 2017). Essa escolha nitidamente precariza a representação da atmosfera frente às reanálises modernas, mas tem a intenção de diminuir as chances da produção de sinais artificiais, para assim garantir melhor representação espaço-temporal do clima (DEE *et al.*, 2014).

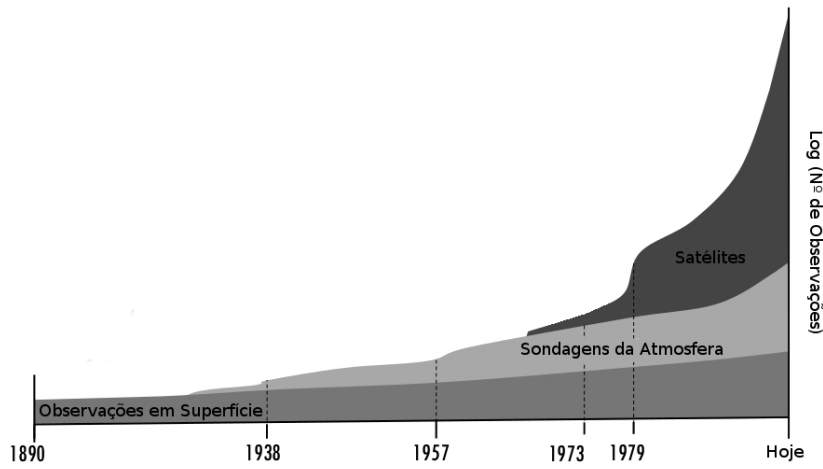


Figura 4: Esquema ilustrativo da evolução do sistema de observação da atmosfera, demonstrando o salto quantitativo em consequência das sondagens atmosféricas e dos satélites, respectivamente, a partir das décadas de 1930 e 1970 (Adaptado de POLI, 2011).

Com a intenção de evoluir as habilidades na produção de reanálises em geral pelos centros de pesquisa europeus, o *European Reanalysis of the Global Climate System* (ERA-CLIM), que foi um projeto de duas fases (2011-2013 e 2014-2017) (BUIZZA, 2018; BUIZZA *et al.*, 2018; DEE, 2014), contribuiu com avanços na recuperação, pós-processamento de dados, assimilação, produção de reanálises e na estimativa de suas incertezas. Já em termos de comparação entre elas, o *Reanalysis Intercomparison Project* (S-RIP) (FUJIWARA *et al.*, 2017) busca identificar diferenças entre esses produtos e entender suas causas, pretendendo contribuir na evolução das futuras gerações dessa modelagem. Nesse sentido, alguns avanços são sugeridos às reanálises por diferentes autores (e.g. BENGTTSSON *et al.*, 2007; BROMWICH *et al.*, 2011; COMPO *et al.*, 2011; DEE *et al.*, 2011; FUJIWARA *et al.*, 2017; PARKER, 2016; RIENECKER *et al.*, 2010; SAHA *et al.*, 2010), dentre eles tem-se: (i) melhorar a representação dos fluxos atmosféricos nas interfaces com o oceano e com o continente, o que pode ser atingido através da utilização de parametrizações mais

avancadas e modelos acoplados, (ii) aumentar as resoluções espaciais para melhor descrever processos de escala sinótica (resolução horizontal) e da estratosfera (resolução vertical), (iii) implementar sistemas de assimilação de dados mais robustos e (iv) estimar valores de incerteza. Algumas dessas sugestões já observaram resultados práticos, visto que a reanálise moderna mais recente, o *ECMWF Fifth Global Reanalysis* (ERA5) (HENNERMANN e BERRISFORD, 2018), possui estimativas de incerteza em seus resultados, bem como as mais recentes reanálises climáticas, *Coupled Data Assimilation System for Climate ECMWF Reanalysis* (CERA-20C) (LA-LOYAUX *et al.*, 2016) e *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) *20th Century Reanalysis version 2* (20CRv2) (COMPO *et al.*, 2011).

Outro ponto em relação às reanálises a ser destacado e que foi bem discutido por PARKER (2016), é o erro que alguns autores fazem em equiparar seus resultados a medições *in situ*. Pois mesmo essas simulações assimilando grande quantidade de dados e apresentando alta resolução espacial, o entendimento de suas incertezas e erros ainda é pouco compreendido quando comparado às observações (FUJIWARA *et al.*, 2017; PARKER, 2016). Nesse sentido, o *Climate Data Guide* (climatedataguide.ucar.edu) atua reunindo e disseminando informações de diversos conjuntos de dados e resultados (reanálises atmosféricas e oceânicas, dados de satélite, índices climáticos, etc) e métodos aplicáveis ao entendimento do Sistema Climático terrestre acerca das características, qualidades, limitações e utilidades desses produtos (SCHNEIDER *et al.*, 2013). Já em relação às reanálises atmosféricas e oceanográficas, o site reanalysis.org disponibiliza um panorama geral das principais características desses produtos no sentido de guiar os usuários em suas escolhas (DEE *et al.*, 2014).

Com a intenção de aprofundar um pouco mais alguns temas tratados nesse capítulo, extraíram-se dois textos do blog do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Eles foram escolhidos pois abordam as mesmas temáticas, porém apresentando exemplos reais da operação de sistemas de previsão e reanálises (Apêndices A e B). Por fim, o Apêndice C apresenta duas tabelas com todas as reanálises atmosféricas globais modernas e climáticas já produzidas.

3.1 Descrição do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) e do ERA-Interim (ERA-I)

O CFSR (SAHA *et al.*, 2010) e o ERA-I (DEE *et al.*, 2011) são reanálises atmosféricas globais de terceira geração, produzidas, respectivamente, pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e ECMWF. Elas foram selecionadas por serem as reanálises modernas mais atuais com longo período de resultados disponíveis, visto que o ERA5 ainda está em fase de lançamento, e pela ampla uti-

lização pela comunidade científica. A Tabela 1 expõe as principais características desses produtos.

Tabela 1: Características das reanálises atmosféricas, CFSR e ERAI, utilizadas como forçantes do modelo hidrodinâmico ROMS (DEE *et al.*, 2011; SAHA *et al.*, 2010). *Grande parte dos parâmetros superficiais, incluindo continentais e ondas. **Parâmetros da atmosfera superior, toda troposfera e estratosfera.

		CFSR	ERAI
Modelo de Previsão		<i>Climate Forecast System</i>	<i>Integrated Forecast System</i>
Tipo de Grade		Gaussiana Regular	Gaussiana Reduzida
Versão do Modelo		1	Cy13r2
Período Disponível		1979 a 2010	1979 até atualmente
Resolução Temporal		1 hora	3 horas*/6 horas**
Resolução Horizontal		0,31° ($\approx$ 38km)	0,70° ($\approx$ 79km)
Truncamento Espectral		T382	T255
Níveis Verticais	Atmosfera	64	60
	Oceano	40	Superfície
	Continente	4	4
	Gelo Marinho	3	Superfície
Topo da Atmosfera		0,266 hPa	0,1 hPa
Esquema de Assimilação		3D-FGAT	4D-VAR
Modelos Acoplados		Solo-Superfície/ Hidrodinâmico/ Gelo Marinho	Solo-Superfície/ Ondas

Essas reanálises representam a atmosfera de maneira mais fiel do que a geração anterior, pois possuem maiores resoluções horizontal e vertical e aplicam técnicas de assimilação de dados mais robustas (DEE *et al.*, 2014; FUJIWARA *et al.*, 2017). Tanto o CFSR como o ERAI evoluíram nos dois quesitos em relação a seus antecessores, entretanto suas estratégias de otimização foram distintas. Enquanto o NCEP priorizou os avanços na representação temporal e espacial (vertical e horizontal) da atmosfera, o ECMWF focou na evolução do método de assimilação de dados. Isso é ratificado quando nota-se que o CFSR é a reanálise com melhor resolução horizontal ($\approx$ 38 km), sendo comparável ao ERA5 ($\approx$ 31 km), e o ERAI aplica o esquema de assimilação mais avançado, junto ao ERA5 e os produtos climáticos mais recentes.

Outro avanço importante nessas reanálises foi o acoplamento dos modelos atmosféricos a outros sistemas (FUJIWARA *et al.*, 2017), em especial os oceânicos, visto que desde a geração anterior já praticava-se o acoplamento com modelos de solo-superfície (DEE *et al.*, 2011). Nesse sentido, o ERAI introduziu um modelo de

ondas ao seu sistema (DEE *et al.*, 2011) e o CFSR implementou, pela primeira vez em uma reanálise global, uma estrutura que acopla modelos atmosférico, oceânico e de gelo marinho (SAHA *et al.*, 2010). Esses avanços permitem melhores resultados nas interfaces entre os componentes do Sistema Climático, devido à melhor representação espacial dos fenômenos e da retroalimentação entre os modelos. Entretanto, os processos de troca entre oceano e atmosfera ainda não são fisicamente resolvidos e sim parametrizados, devido à complexidade e pequena escala de ocorrência, sendo campo para futuros desenvolvimentos.

No que tange os métodos de assimilação de dados, os esquemas aplicados pelas reanálises recentes possuem a capacidade de tratar de relações não-lineares entre as observações e as análises (FUJIWARA *et al.*, 2017). Essa habilidade é uma das que sustentam os avanços recentes desses produtos. Esses métodos são o *Three-dimensional Variational* (3D-VAR), o *Four-dimensional Variational* (4D-VAR) e o *Ensemble Kalman Filter* (EnKF).

Assim como apresentado na Tabela 1, o ERAI utiliza o esquema 4D-VAR. Esse é o método variacional mais complexo, pois relaciona os dados obtidos em uma janela de assimilação aos seus respectivos tempos de coleta, considerando assim suas variações espaciais e temporais, enquanto o 3D-VAR trata todos como correspondentes ao mesmo instante, levando em conta somente os padrões espaciais. Entretanto, muitos produtos de modelagem, incluindo o CFSR, otimizaram o esquema 3D-VAR e passaram a dar maior peso aos dados coletados mais próximos do instante da análise do modelo, método que ficou conhecido como *Three-dimensional Variational with First Guess at the Appropriate Time* (3D-FGAT - FUJIWARA *et al.*, 2017).

Outra característica diferente entre as reanálises analisadas é o período de resultados disponíveis, pois mesmo as duas tendo iniciado em 1979, somente o ERAI continua sendo atualizado regularmente, enquanto o CFSR foi interrompido no fim de 2010 e substituído por um modelo operacional, o *Climate Forecast System version 2* (CFSv2). Essa descontinuidade associada à utilização do mesmo modelo do CFSR no CFSv2, o *Global Forecast System* (GFS), pode causar dúvidas quanto a esse produto também ser uma reanálise (SAHA *et al.*, 2014), porém por não ser saiu do escopo desse estudo.

Ademais, nos primeiros parágrafos do Capítulo 7 as diferenças entre CFSR e ERAI são discutidas em relação aos resultados apresentados na Seção 6.1 e a luz de outros estudos que também avaliaram essas reanálises atmosféricas, aprofundando assim as comparações realizadas no presente capítulo.

Capítulo 4

Área de Estudo

A área de estudo se localiza na porção ocidental do Oceano Atlântico Sul (15°S - 30°S ; 30°W - 51°W), com sua área costeira estendendo-se do extremo norte do Rio Grande do Sul a porção central da Bahia (Figura 5). Seguindo a nomenclatura sugerida por KNOPPERS *et al.* (1999), essa região é tratada aqui como margem continental leste/sudeste brasileira.

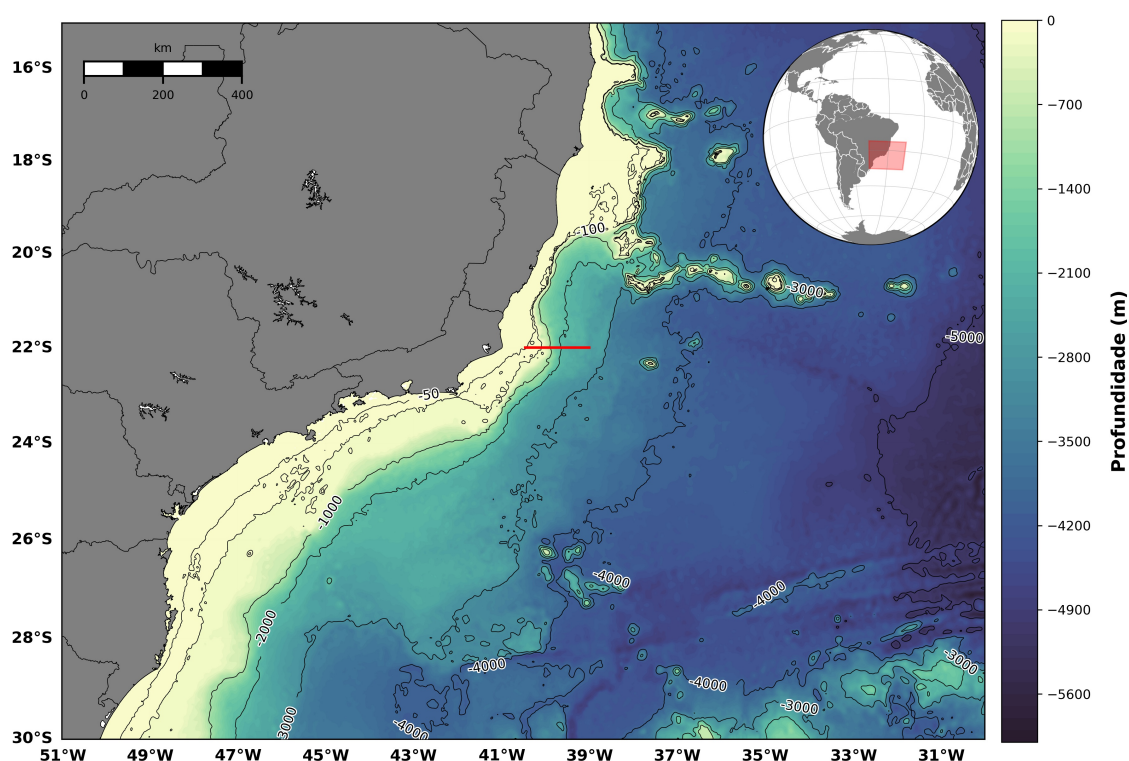


Figura 5: Mapa batimétrico da margem continental leste/sudeste brasileira (15°S - 30°S ; 30°W - 51°W), de acordo com os dados do ETOPO1 (AMANTE e EAKINS, 2009), onde a linha vermelha é a seção zonal de 22°S (39°W - $40,5^{\circ}\text{W}$), definida para o cálculo do transporte de volume da Corrente do Brasil e apresentada na Seção 5.2.4.

Essa região foi escolhida devido a sua importância socioeconômica e científica para o Brasil. Suas atividades aquaviária e da indústria do petróleo e gás são intensas, especialmente pela presença de onze dos vinte mais importantes terminais públicos e privados nacionais, resultando em mais de 58% dos embarques e desembarques dos portos brasileiros (ANTAQ, 2016). Essa área também foi responsável,

em fevereiro 2017, por mais de 95% da produção de petróleo e de 75% de gás natural brasileira (ANP, 2017). Cientificamente, além da presença da CB, corrente extremamente importante no controle do clima presente e futuro da América do Sul (BÖCK *et al.*, 2015; DE CAMARGO *et al.*, 2013; PONTES *et al.*, 2016), essa região ainda apresenta em aberto algumas questões de sua dinâmica (SANTOS *et al.*, 2015). Assim, o estudo das características oceanográficas locais permite o melhor gerenciamento das atividades marítimas e o entendimento dos processos dinâmicos.

Seguindo esta diretriz, a comunidade acadêmica em associação a empresas prestadoras de serviços e da indústria do petróleo e gás também tem buscado aprimorar o conhecimento sobre esta zona e, sobretudo, o monitoramento contínuo e sistemático das características oceanográficas regionais. Atualmente, existem dois projetos de operacionalização de sistemas de previsão oceânica para esta região, um mais amplo, tanto em área de estudo, como em número de organizações envolvidas, a Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO - www.rederemo.org) (LIMA *et al.*, 2013; MARTA-ALMEIDA *et al.*, 2011) e outro mais novo e voltado à indústria de petróleo e gás, o Sistema de Observação Oceânica para a Bacia de Santos (Projeto Azul - www.projetoazul.eco.br) (FRAGOSO *et al.*, 2016).

A REMO, atualmente, é composta por pesquisadores da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Universidade Federal da Bahia-UFBA, Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil-CHM e Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Miguez de Mello da Petrobras-CENPES e faz previsões oceanográficas para toda a Metarea V, que corresponde à região entre as latitudes 5°N e 35,8°S e da costa a longitude de 20°W. Enquanto o Projeto Azul é uma parceria entre as empresas BG Brasil (incorporada pela Shell), Prooceano e o Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia-LAMCE da UFRJ e atua no desenvolvimento de um SOO e previsões oceânicas para a Bacia Sedimentar Marinha de Santos, que se estende entre as latitudes de 15°S e 30°S e as longitudes de 50°W e 25°W.

4.1 Caracterização da Região

O Atlântico Sul quando comparado aos demais oceanos apresenta uma menor disponibilidade de bibliografia especializada, entretanto a base de estudos atual caracteriza-o de maneira satisfatória (PETERSON e STRAMMA, 1991; STRAMMA e ENGLAND, 1999) (Figura 6), em especial a região que bordeia o continente americano (e.g. CASTRO e MIRANDA, 1998; KNOPPERS *et al.*, 1999; PEREIRA *et al.*, 2013; TOSTE *et al.*, 2017).

A costa do Brasil apresenta áreas específicas com maior acervo bibliográfico, isto se deve à ocorrência de fenômenos relevantes localmente, tais quais as ressurgências costeiras do Cabo de Santa Marta, de Cabo Frio e Cabo de São Tomé

(CALADO *et al.*, 2010; CAMPOS *et al.*, 2013; CASTELAO e BARTH, 2006; CASTRO e MIRANDA, 1998; MAZZINI e BARTH, 2013; PALÓCZY *et al.*, 2014), os vórtices de Cabo Frio, Cabo de São Tomé e Vitória (ARRUDA *et al.*, 2013; CALADO *et al.*, 2010; MANO *et al.*, 2009; MILL *et al.*, 2015; PALÓCZY *et al.*, 2014), a Confluência Brasil-Malvinas (COMBES e MATANO, 2014; DE CAMARGO *et al.*, 2013), a bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) (DA SILVEIRA *et al.*, 1994; SOUTELINO, 2008; STRAMMA e ENGLAND, 1999), entre outros.

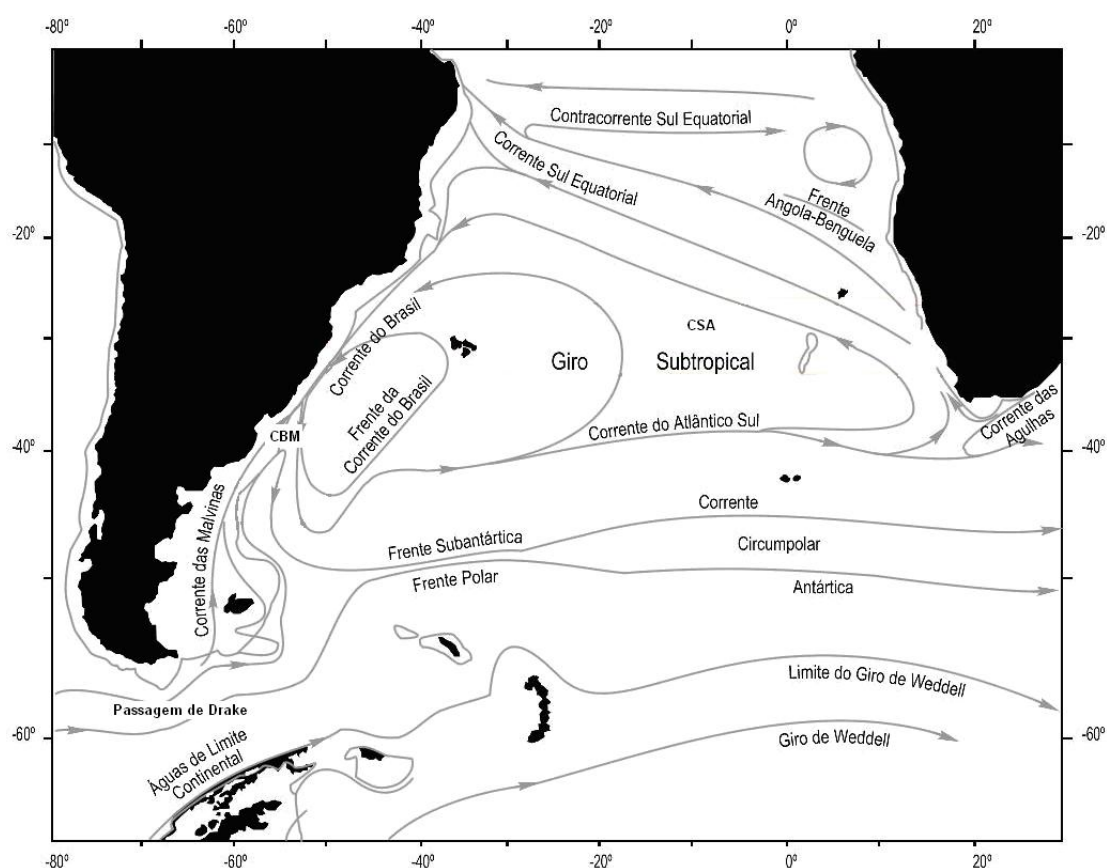


Figura 6: Circulação superficial do Atlântico Sul centralizada sobre o Giro Subtropical, que é delimitado a norte e leste pela Corrente Sul Equatorial, a oeste pela Corrente do Brasil e a sul pela Corrente do Atlântico Sul (Adaptado de PETERSON e STRAMMA, 1991).

Por sua localização, a margem continental leste/sudeste brasileira é majoritariamente influenciada pela CB (Figuras 6 e 7). Esta é uma corrente de borda oeste, logo, além de mais estreita que sua correspondente na borda leste, apresenta um fluxo mais intenso, com seu núcleo localizado na quebra da plataforma e estendendo-se, verticalmente, até próximo dos 500 metros de profundidade (CALADO *et al.*, 2010). A CB surge a partir da bifurcação da CSE, que, em superfície, ocorre em torno de 15°S e que também da origem a Corrente Norte do Brasil-CNB (PEREIRA *et al.*, 2014; SOUTELINO, 2008; STRAMMA e ENGLAND, 1999) (Figura 7).

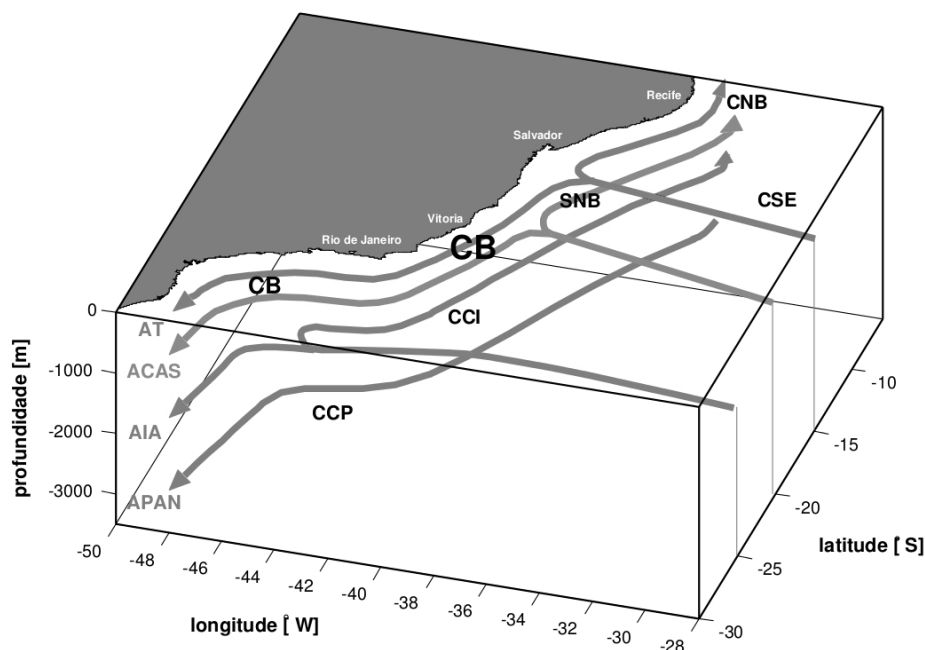


Figura 7: Esquema tridimensional do sistema de correntes da borda oeste do Oceano Atlântico Sul e as massas d'água associadas (Adaptado de SOUTELINO, 2008). Onde as siglas significam: CNB: Corrente Norte do Brasil, CSE: Corrente Sul Equatorial, SNB: Subcorrente Norte do Brasil, CB: Corrente do Brasil, CCI: Corrente de Contorno Intermediária, CCP: Corrente de Contorno Profunda, AT: Água Tropical, ACAS: Água Central do Atlântico Sul, AIA: Água Intermediária Antártica e APAN: Água Profunda do Atlântico Norte.

Na sua região de formação a CB transporta somente a Água Tropical (AT), enquanto a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é incorporada nesse fluxo em direção ao pólo próximo de 20°S (CASTRO e MIRANDA, 1998; PEREIRA *et al.*, 2014; SCHMID e MAJUMDER, 2018; SOUTELINO, 2008; STRAMMA e ENGLAND, 1999) (Figura 7). Isso ocorre visto que a CSE atinge a margem continental brasileira em diferentes latitudes de acordo com a profundidade analisada (Figura 7). Em nível picnoclínico, entre 150 e 500 metros, tal encontro ocorre próximo a latitude de 20°S, sendo que em nível intermediário, de 500 a 1000 metros, tal bifurcação se dá próximo de 25°S (PETERSON e STRAMMA, 1991; SOUTELINO, 2008).

Em relação à composição de massas d'água da CB, a AT é dominante nos primeiros 150 metros e caracteriza-se por ser quente e salina, ao passo que a ACAS se localiza na quebra da plataforma, estendendo-se da base da AT até o limite inferior da CB (SOUTELINO, 2008). Já nas proximidades da costa do estado do Rio de Janeiro (21°S – 23°S), a ACAS passa a ser encontrada em regiões cada vez mais internas da plataforma, devido a sua própria distribuição e sazonalidade, mas também pela ocorrência das ressurgências costeiras de Cabo Frio e Cabo de

São Tomé, que têm sua máxima atividade no verão (CASTRO e MIRANDA, 1998; PALÓCZY *et al.*, 2014). A ressurgência de Cabo Frio, em especial, pode inclusive favorecer o afloramento desta massa d'água, que possui como principal característica física as temperaturas menores que 18°C. Além disso, por ser rica em nutrientes e atingir a zona eufótica, possibilita o incremento da produtividade primária na região, favorecendo a maior produção pesqueira (CALADO *et al.*, 2010).

No contexto do presente estudo e tendo em vista que a principal fonte de momento e energia para o oceano superior é a atmosfera e que os oceanos cedem mais energia, através dos fluxos de massa e calor, à baixa troposfera do que a própria radiação solar (CLARKE *et al.*, 2001), torna-se imprescindível também caracterizar a região do Atlântico Sul quanto suas variáveis meteorológicas.

Assim como as demais bacias oceânicas, o Atlântico Sul é majoritariamente controlado por um sistema de alta pressão atmosférica semipermanente, o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Este apresenta uma sazonalidade bem definida, com sua intensificação ocorrendo no inverno, chegando a possuir valores máximos em torno de 1025 hPa. Além disso, a posição do centro desse sistema também varia ao longo do ano, localizando-se durante o verão em, aproximadamente, 32°S e 5°W, enquanto durante o inverno move-se para 27°S e 10°W (DEGOLA, 2013; SATYAMURTY *et al.*, 1998).

O ASAS e sua sazonalidade atuam diretamente sobre o regime de ventos de todo o Atlântico Sul, especialmente na porção oeste aqui avaliada, onde tal influência se dá, sobretudo, na forma de ventos de leste e nordeste. Durante o inverno esse padrão mantém-se entre as latitudes de 15°S e 25°S, porém nas regiões mais ao sul os ventos predominantes passam a oeste e sudoeste (CASTRO e MIRANDA, 1998; DEGOLA, 2013; SATYAMURTY *et al.*, 1998). Tal modificação não ocorre somente pela menor influência do ASAS sobre a América do Sul, devido ao seu posicionamento mais a leste, mas também pela maior ocorrência de frentes frias (CASTELAO e BARTH, 2006; CAVALCANTI e KOUSKY, 2009; DEGOLA, 2013), que são sistemas de tempo transientes originários ao sul do continente Sul-americano e que são caracterizados, entre outras coisas, por ventos do quadrante sul (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009).

Desta forma, nota-se que não só o sistema de correntes ao largo da costa leste/sudeste brasileira é bastante diverso, mas também os fenômenos atmosféricos que a influenciam.

Capítulo 5

Metodologia

O objetivo principal desta dissertação foi avaliar o impacto das reanálises atmosféricas CFSR e ERAI como forçantes superficiais do modelo hidrodinâmico ROMS sobre a dinâmica da margem continental leste/sudeste brasileira, partindo-se da hipótese que energeticamente, em superfície, elas são diferentes (LAVIDAS *et al.*, 2017; STOPA e CHEUNG, 2014). A seção 5.1 descreve os métodos e variáveis utilizadas na avaliação das reanálises, bem como a seção 5.2 descreve o ROMS (5.2.1), a definição do período de modelagem (5.2.2), os experimentos hidrodinâmicos conduzidos (5.2.3) e os métodos e variáveis utilizadas na análise de seus resultados (5.2.4).

5.1 Metodologia Aplicada às Reanálises Atmosféricas

Partindo do objetivo principal desta dissertação e de estudos que já demonstraram diferentes padrões energéticos entre o CFSR e o ERAI (e.g. LAVIDAS *et al.*, 2017; STOPA e CHEUNG, 2014), optou-se por analisar os dois produtos atmosféricos para todo o período de resultados mutuamente disponíveis, 1979 a 2010, na região de interesse do estudo. A intenção dessa avaliação foi embasar as análises hidrodinâmicas, acessando as principais características energéticas das reanálises e definir o período de máxima diferença entre as mesmas, apontando o intervalo a ser modelado. Dessa forma, a presente seção descreve toda metodologia aplicada para se atingir tais objetivos.

Como o vento é a principal fonte de energia mecânica para o oceano superior e controla, além do fluxo de momento, os fluxos de calor e de massa na interface ar-mar (KAKO *et al.*, 2017), essa variável foi extraída de cada reanálise e utilizada para as respectivas caracterizações energéticas. Entretanto, essa transferência de momento para as camadas superficiais do oceano e para o interior geostrófico não ocorre através da velocidade do vento, mas pela sua tensão de cisalhamento (τ) e rotacional da tensão de cisalhamento (ROT - Equação 1 - ROQUET *et al.*, 2011). Apesar da τ representar fisicamente a transmissão energética da atmosfera para o oceano, o seu cálculo possui aproximações em alguns termos, o que pode introduzir

incertezas não ligadas diretamente à capacidade das reanálises representarem a circulação atmosférica. Por isso, optou-se por analisar a energia cinética por unidade de massa (EC - Equação 2), parâmetro proporcional a τ , como demonstrado no Apêndice D.

$$ROT = \nabla X U_{10} = \frac{\partial U_{10_v}}{\partial x} - \frac{\partial U_{10_u}}{\partial v} \quad (1)$$

$$EC = \frac{(U_{10})^2}{2} = \frac{(U_{10_u})^2 + (U_{10_v})^2}{2} \quad (2)$$

onde U_{10} representa o vetor velocidade do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) e U_{10_u} e U_{10_v} suas componentes zonal e meridional.

As comparações entre os produtos atmosféricos analisados foi realizada através da diferença da EC e do ROT, definida pela Equação 3.

$$DIF = var_{CFSR} - var_{ERA4} \quad (3)$$

onde DIF_{var} representa a diferença da EC ou do ROT e var_{CFSR} e var_{ERA4} representam as respectivas variáveis do CFSR e do ERA4.

5.1.1 Validação dos Resultados

Além das comparações entre si, as reanálises atmosféricas também foram validadas para a área de estudo. Para isso foram utilizados dados de vento sobre a superfície do mar do sensor remoto *Advanced Scatterometer* (ASCAT - FIGA-SALDAÑA *et al.*, 2002). Os produtos originais desse escaterômetro, que fica a bordo dos satélites Metop A e B da *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT), são processados pela NOAA e também possuem dados de gelo marinho, neve e umidade do solo. Seus resultados possuem resoluções horizontal de 25 km e 50 km, temporal de um dia e acurácia em torno de $1,2 m.s^{-1}$ e 10 graus (FIGA-SALDAÑA *et al.*, 2002; PLAGGE *et al.*, 2012). Assim como outros sensores de micro-ondas, possui limitações em casos de chuvas e ventos fortes, no seu caso, acima de $25 m.s^{-1}$ (FIGA-SALDAÑA *et al.*, 2002; KAKO *et al.*, 2017; MILLIFF *et al.*, 2004). O produto utilizado nesse estudo foi obtido através do reprocessamento feito pelo *Institut Français de Recherche pour L'exploitation de la Mer* (IFREMER) e disponibilizado e documentado (manual do usuário e informações de qualidade) pelo *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS), sendo identificado como WIND_GLO_WIND_L4_REP_OBSERVATIONS_012_003. Sua resolução horizontal é de $0,25^\circ$ e temporal de um mês, estendendo-se de maio de 2007 a dezembro de 2010. Esse produto foi especificamente selecionado (i) por ser espacialmente completo, logo não representando as trajetórias do satélite, assim permitindo o correto cálculo do ROT em toda área de estudo, e

(ii) por ser produzido exclusivamente com dados do ASCAT. Outros produtos com maior resolução temporal e também espacialmente completos estavam disponíveis no CMEMS, porém seus resultados eram combinações entre dados de satélites e de reanálises atmosféricas, o que não traria informações exclusivamente observacionais.

Nesse processo de comparações entre reanálises e sensoriamento remoto, os produtos apresentavam resoluções espaciais distintas, impossibilitando qualquer operação entre eles. Por isso, todos os resultados foram degradados para a menor resolução, ou seja, a resolução do ERAI (0,70°). Essa estratégia foi utilizada para que resultados numéricos não fossem inseridos através do aumento de resolução por interpolações, o que não respeita as características físicas do ambiente.

Estudos demonstram que produtos atmosféricos com menores resoluções temporais tendem a transferir menos energia a superfície do mar (e.g. ZHAI *et al.*, 2012), e sabendo que o CFSR apresenta produtos horários e quatro análises diárias¹ (00, 06, 12, 18) e o ERAI possui resultados a cada três horas e duas análises (00, 12), buscou-se equiparar as suas resoluções temporais. Destaque-se também que os fluxos em geral (variáveis acumuladas) não são calculadas para as análises dos modelos, somente para as previsões. Dessa forma, os resultados selecionados para o forçamento superficial do ROMS e para o cálculo das médias mensais usadas nas comparações com o ASCAT e entre as reanálises foram referentes às previsões para os horários de 03, 09, 15 e 21.

A validação dos produtos atmosféricos foi realizada através do erro (Equação 4) e da raiz do erro médio quadrático (RMSE - Equação 5) da EC e do ROT entre os resultados das reanálises e os dados do ASCAT, entre maio de 2007 e dezembro de 2010.

$$ERRO = var_{reanálise} - var_{ASCAT} \quad (4)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{t=1}^N (var_{reanálise}^t - var_{ASCAT}^t)^2} \quad (5)$$

onde t se refere ao instante de tempo a ser comparado, N ao total de instantes de tempo e $var_{reanálise}^t$ e var_{ASCAT}^t à variável “var” de uma das reanálises e do ASCAT, respectivamente.

¹Todos as horas são em UTC (*Universal Time Coordinated*)

De forma a otimizar os cálculos das equações primitivas, o ROMS possui um esquema de passo de tempo separado, onde os modos barotrópico e baroclínico são tratados de forma independente. Na prática, o modelo resolve um número finito de passos de tempo barotrópicos para cada passo de tempo baroclínico, possibilitado pelas diferentes frequências médias de variação deles (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005).

O ROMS por ser um modelo bem difundido na comunidade científica mundial e apresentar seu código aberto, possui diferentes versões desenvolvidas em paralelo a partir de um mesmo código fonte, tendo o presente estudo utilizado a mantida pela *Rutgers University*. O código e as diversas publicações referentes a esta versão podem ser encontrados no endereço eletrônico www.myroms.org, onde também há um fórum de usuários, uma documentação colaborativa (MYROMS, 2018) e um manual técnico (HEDSTRÖM, 2016).

5.2.2 Definição do Período de Modelagem dos Experimentos

Como o objetivo principal desse estudo era avaliar o impacto da utilização do CFSR e do ERAI como forçantes atmosféricos de um modelo hidrodinâmico, definiu-se como período de modelagem o intervalo de maior diferença energética entre as reanálises, para que assim, possivelmente, fossem observadas as maiores diferenças no oceano. Seguindo os parâmetros utilizados na seção 5.1 para a caracterização dos produtos atmosféricos, utilizou-se o somatório, para toda área de estudo, da diferença da EC entre o CFSR e o ERAI para determinar o período de simulação.

Com a intenção de avaliar um ciclo sazonal completo, os resultados analisados dos experimentos hidrodinâmicos deveriam contemplar um ano. Sabendo que os modelos apresentam um tempo de aquecimento, também conhecido como *spin up*, onde há grande variação de energia até a estabilização numérica das simulações e pode adicionar sinais artificiais aos resultados, o intervalo de modelagem deveria ser maior que um ano. Assim, definiu-se que os experimentos seriam produzidas para dezoito meses, para que os seis primeiros meses fossem previamente descartados das análises. Com isso, aplicou-se uma média móvel de dezoito meses à série temporal mensal do somatório em toda área de estudo da diferença de EC entre CFSR e ERAI, para que assim fosse definido o intervalo de maior diferença energética do vento na superfície do mar entre os forçantes (Figura 9). Com isso, determinou-se o período de modelagem como sendo de dezembro de 1981 a maio de 1983 e o período de análise de junho de 1982 a maio de 1983.

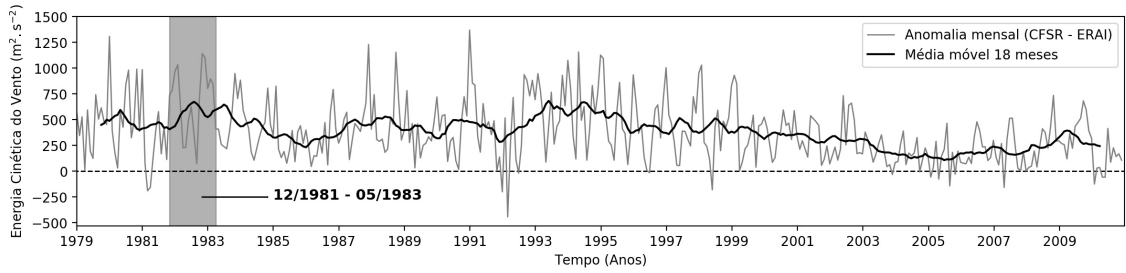


Figura 9: Somatário para toda área de estudo da diferença mensal da EC entre CFSR e ERAI (1979 a 2010 - cinza) e sua média móvel de dezoito meses (preto). A região hachurada em cinza representa o intervalo de dezoito meses do máximo valor da média móvel, definido como o período de modelagem dos experimentos hidrodinâmicos.

5.2.3 Descrição dos Experimentos

De maneira prática, foram produzidos dois experimentos hidrodinâmicos, diferenciados entre si exclusivamente pela origem dos resultados aplicados como forçantes atmosféricas, provenientes do CFSR e do ERAI, tratados assim, respectivamente, como EXP_{CFSR} e EXP_{ERAI} . A grade numérica aplicada neles apresentou 40 níveis verticais, resolução horizontal de $1/12^\circ$, sendo limitada pelas latitudes de 15°S e 30°S e pelas longitudes de 30°W e 51°W (Figura 5). Ela foi definida por uma matriz de 252×180 células, produzida a partir do programa *Seagrid*, desenvolvido e disponibilizado pelo *Woods Hole Coastal and Marine Science Center*. Para a criação desta grade foi utilizada a batimetria do ETOPO1 (AMANTE e EAKINS, 2009) e a linha de costa do GSHHG (*A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database* - WESSEL e SMITH, 1996).

O modelo foi configurado com passos de tempo interno ou baroclínico de 300 s e externo ou barotrópico de 10 s. Nos três contornos abertos (norte, sul e leste) foi aplicada uma camada de esponja a fim de atenuar os distúrbios associados à propagação de ondas dispersivas para fora do domínio. Isso se deu através do aumento dos coeficientes de viscosidade e difusividade nessa região (MARCHESIELLO *et al.*, 2001).

Para condições inicial e de contorno foi calculado um ano climatológico médio através dos resultados diários entre 2007 e 2016 do *Global Ocean $1/12^\circ$ Physics Analysis and Forecast updated Daily* do CMEMS ($CLIM_{CMEMS}$). As variáveis empregadas no forçamento lateral foram as componentes zonal e meridional das correntes, temperatura, salinidade e altura da superfície livre.

Como forçantes atmosféricas foram utilizados os campos sinóticos do CFSR e ERAI, aos quais foi aplicado o método *bulk* para a obtenção dos fluxos na interface ar-mar. Destaque-se que não foram obtidas diretamente as tensões do vento na superfície do mar e sim as componentes da velocidade para posterior cálculo desse

parâmetro, pois a utilização de diferentes métodos nesse processo é uma das grandes fontes de erro para as trocas entre oceano e atmosfera (RISIEN e CHELTON, 2008), em especial devido a influência do fluxo de momento sobre os de massa e calor (KAKO *et al.*, 2017). As demais variáveis utilizadas são apresentadas na Tabela 2, que indica os níveis atmosféricos de referência e unidades de representação de cada uma, demonstrando a similaridade entre produtos, exceções feitas à pressão atmosférica e às radiações.

No CFSR, a pressão atmosférica é dada em relação à superfície, do continente ou do oceano, enquanto no ERAI é em relação ao nível médio do mar. No entanto, essa diferença não afetou o presente estudo, pois seus valores convergem na superfície do mar, entretanto, deve-se ter atenção em avaliações em maiores altitudes. Em relação às radiações, as duas reanálises apresentam diferentes unidades e forma de disponibilização, por isso os fluxos foram corrigidos para que representassem valores instantâneos com intervalos temporais equivalentes.

Tabela 2: Variáveis obtidas do CFSR e ERAI para o forçamento do modelo hidrodinâmico.

	CFSR	ERAI
Temperatura do Ar	2 m (K)	2 m (K)
Temperatura do Ponto de Orvalho	—	2 m (K)
Umidade Específica	2 m ($kg.kg^{-1}$)	—
Pressão Atmosférica	Superfície (Pa)	Nível do mar (Pa)
Radiação de Onda Curta	Superfície ($W.m^{-2}$)	Superfície ($J.m^{-2}$)
Radiação de Onda Longa	Superfície ($W.m^{-2}$)	Superfície ($J.m^{-2}$)
Componentes do Vento	10 m ($m.s^{-1}$)	10 m ($m.s^{-1}$)

Na tabela 2 pode ser notado que a umidade específica do ar e a temperatura do ponto de orvalho só foram obtidas em relação a uma das reanálises. Isso ocorreu, pois esses produtos não disponibilizavam as mesmas variáveis, logo o cálculo da umidade relativa do ar, variável necessária à modelagem hidrodinâmica, foi realizado através de métodos distintos.

Todo o pré-processamento das informações referentes aos contornos laterais, grade e forçantes atmosféricas foram realizados através do pacote de rotinas para o *software* MATLAB disponibilizadas junto ao código fonte do ROMS pela *Rutgers University*.

5.2.4 Métricas para a Análise dos Resultados

A principal forma de avaliação e comparação dos experimentos hidrodinâmicos se deu através do transporte de volume mensal da CB para a latitude de

22°S (Figura 5). Tendo em vista que essa corrente, assim como as demais de borda oeste, é controlada basicamente pelo equilíbrio geostrófico (PALMA e MATANO, 2009; RODRIGUES e LORENZZETTI, 2001), sua distribuição ocorre ao longo da margem externa da plataforma continental e da porção superior do talude oceânico. Assim, para a definição de uma seção perpendicular da CB e posterior cálculo de qualquer propriedade associada ao seu fluxo, deve-se estabelecer uma seção ortogonal às isóbatas. Por isso, optou-se por uma seção zonal localizada na latitude de 22°S, pois tende a ser menos impactada por fenômenos de mesoescala associados à mudança de orientação da linha de costa (meandros, anéis e vórtices) do que a seção rotacionada em, aproximadamente, 45° na mesma latitude, representando melhor o transporte de volume da feição de larga escala.

Atualmente existem duas formas de definição da extensão vertical da CB, uma baseada no critério dinâmico e outra no critério cinemático. A primeira é a mais aceita na bibliografia (e.g. DA SILVEIRA *et al.*, 2000; STRAMMA e ENGLAND, 1999) e defende que toda corrente de borda oeste faz parte da circulação oceânica do giro subtropical e é gerada pelo vento em superfície, estendendo-se, aproximadamente, até os 1000 metros de profundidade, assim como definido pelo transporte de Sverdrup (SVERDRUP, 1947). A segunda linha defende que a característica que determina a extensão vertical da CB é o fluxo unidirecional para sul, fazendo com que latitudes maiores que 25°S ela ocupe toda a coluna d'água (Figura 7 - ZEMBA, 1991). Esta diferenciação afeta diretamente a composição de massas d'água da CB, sendo caracterizada pela definição dinâmica somente pela AT e ACAS e pela cinemática também pelas Água Intermediária Antártica e Água Profunda do Atlântico Norte. Para fins práticos de análise dos resultados modelados, o presente estudo definiu a CB de acordo com o método dinâmico, considerando a isolinha de 26,8 de densidade potencial (σ_θ) como o limite inferior da ACAS (MAYEV, 1975). Para permitir a comparação dos resultados aqui produzidos com outros estudos, considerou-se somente velocidades absolutas de correntes acima de $0,05 \text{ m.s}^{-1}$ (ROCHA *et al.*, 2014).

A extensão lateral da CB também é objetivo de discussão na comunidade científica, em especial devido aos limites *onshore* e *offshore* se modificarem de acordo com a região e sazonalidade. DA SILVEIRA *et al.* (2004) observaram através de medições hidrográficas nas cercanias de 22°S que a CB se estende para regiões mais rasas que a isóbata de 200 metros, profundidade média global de transição entre plataforma continental e talude.

Tendo em vista que o equilíbrio geostrófico tende a ser menos dominante próximo aos contornos laterais e verticais, as análises aqui conduzidas trataram a isóbata de 50 m, nesse caso localizada em 40,5°W, como o limite *onshore* da CB. Essa definição se baseou em um estudo numérico idealizado para a costa do Rio de Janeiro

que concluiu que o termo de tensão de fundo atingia valores dominantes no balanço de *momentum* a partir dessa profundidade nas proximidades de Cabo Frio (COUTO, 2016), o que teria a capacidade de afetar o balanço geostrófico da CB. Extrapolou-se essa característica para o Cabo de São Tomé, pois através dos resultados do EXP_{CFSR} e EXP_{ERA1} as velocidades superficiais sobre a isóbata de 50 metros destas regiões eram similares. Destaque-se que LIMA *et al.* (2016) também utilizaram esse limite *onshore*, visto que observaram através de dados de batitermógrafos e resultados de modelos com assimilação de dados que o núcleo dinâmico da CB posicionava-se até esse ponto da plataforma continental. Já para o limite *offshore* foram definidos três valores, 39,5°W (isóbata de 2000 m), 39,3°W (PEREIRA *et al.*, 2014) e 39°W (LIMA *et al.*, 2016; PEREIRA *et al.*, 2013), de maneira que fosse possível avaliar diferentes extensões laterais da CB entre os experimentos.

Além da literatura especializada, utilizou-se a $CLIM_{CMEMS}$ como referência às condições oceanográficas médias locais, pois contemplava 10 anos de modelagem na mesma resolução espacial, além de usar assimilação de dados. Mas por essa modelagem e os experimentos hidrodinâmicos conduzidos por esse estudo representarem períodos distintos (EXP_{CFSR}/EXP_{ERA1} : 06/1982 a 05/1983 e $CLIM_{CMEMS}$: 2007 a 2016) os resultados simulados aqui não seriam passíveis de validação através da climatologia, mas apenas para fins de comparação. Além disso, ressalta-se que essa climatologia é forçada em superfície pelo modelo operacional do ECMWF, mesma instituição que produz o ERAI.

Capítulo 6

Resultados

As avaliações das reanálises atmosféricas e dos experimentos hidrodinâmicos foram apresentados separadamente e discutidos em seção única. Dessa forma a investigação das possíveis causas e consequências das diferenças nos resultados do EXP_{CFSR} e do EXP_{ERA-I} foram tratados de forma integrada, analisando a influência dos forçantes atmosféricos e das próprias características hidrodinâmicas dos experimentos.

6.1 Reanálises Atmosféricas

6.1.1 Resultados de Energia Cinética do Vento

As reanálises atmosféricas CFSR e ERAI caracterizaram de forma similar o padrão médio e variabilidade da EC do vento na superfície do mar para área de estudo, tendo a porção nordeste como a mais energética (Figuras 10a e 10d) e a região entre Cabo Frio (RJ) e Vitória (ES) a de maior variabilidade (Figuras 10b e 10e). Essa correspondência também ocorreu sazonalmente, com o outono apresentando os menores valores e havendo intensificação dos ventos durante a primavera e o verão, em especial, entre Cabo Frio (RJ) e Vitória (ES) (Figura 11). Em termos gerais, aproximadamente, 70% dos resultados dos dois produtos apresentaram valores de EC de até $10 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ (Figuras 10c e 10f), o que está associado a ventos de até $6,3 \text{ m.s}$, velocidades reconhecidamente de moderada a baixa intensidade (MET OFFICE, 2010).

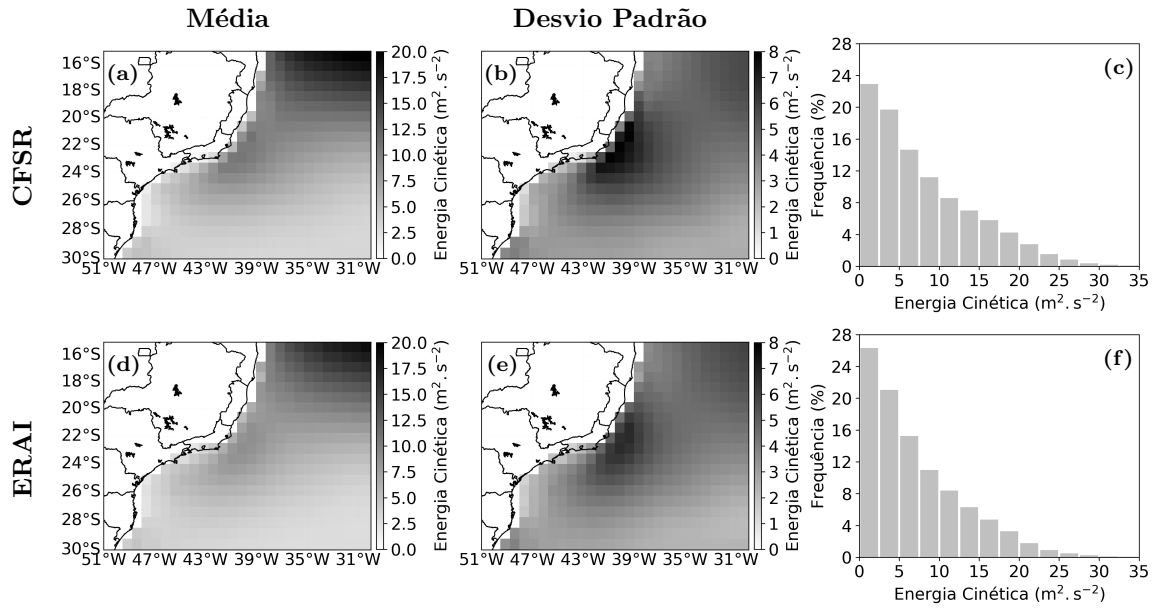


Figura 10: Caracterização da margem continental leste/sudeste Brasileira quanto a energia cinética do vento na superfície do mar, de acordo com as reanálises atmosféricas CFSR (a, b, c) e ERAI (d, e, f), de 1979 a 2010. O parâmetro em questão foi avaliado através de mapas médios (a, d) e de variabilidade (b, e) e histogramas (c, f).

Esses produtos quando comparados entre si revelaram que tanto nas análises gerais, como nas espaciais e temporais o CFSR foi mais energético na superfície do mar do que o ERAI (Figura 12). Esse comportamento se deu de maneira tão clara que a diferença de EC entre eles apresentou 73% dos resultados positivos (Figura 12a), que de acordo com a metodologia aplicada indicou maiores marcações do CFSR. O mesmo aspecto foi observado nas análises temporais, quando em 92% dos meses entre 1979 e 2010 o CFSR apresentou maior somatório de EC para a área de estudo do que o ERAI (Figura 12c). Essas diferenças também se refletiram nas médias gerais calculadas para todo o período de análise (1979 a 2010), onde o CFSR foi 13% mais intenso que o ERAI, com médias de, respectivamente, $7,94 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ e $7,05 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. A maior energia do CFSR em relação ao ERAI também foi vista espacialmente ao longo das estações do ano, com o outono sendo o período de menores diferenças (Figura 13). Em contraponto, esse padrão não foi observado em certas regiões costeiras, visto que o ERAI foi mais intenso nessas áreas, tanto na média (Figura 12b) como em todas as estações do ano (Figura 13).

A comparação entre reanálises também foi estendida à variabilidade da EC na superfície do mar, que foi avaliada através do desvio padrão dos produtos. Esse aspecto, da mesma forma que as médias, foi preponderante no CFSR em relação ao ERAI, onde apresentaram, para o período de 1979 a 2010, respectivamente, $6,52 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ e $5,97 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$.

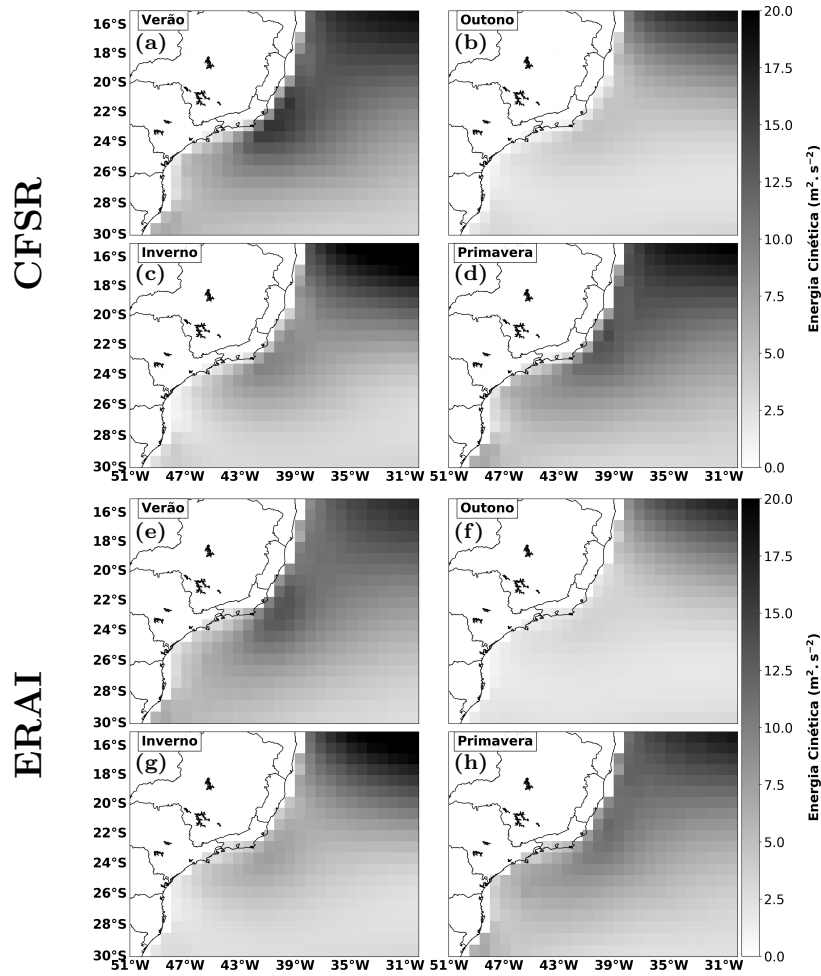


Figura 11: Caracterização da margem continental leste/sudeste Brasileira quanto a média sazonal da energia cinética do vento na superfície do mar, de acordo com as reanálises atmosféricas CFSR (a, b, c, d) e ERAI (e, f, g, h), de 1979 a 2010.

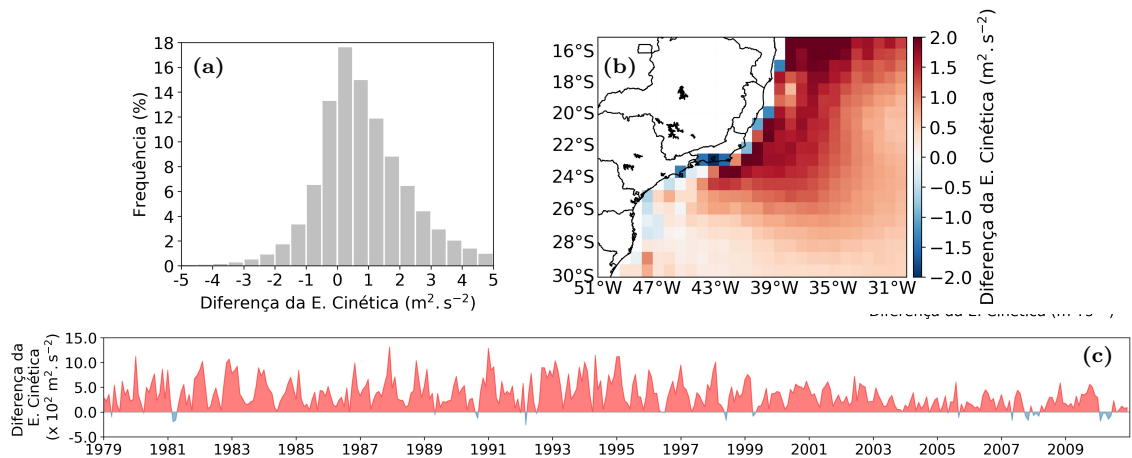


Figura 12: Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à diferença da energia cinética do vento na superfície do mar entre as reanálises atmosféricas CFSR e ERAI, de 1979 a 2010. O parâmetro em questão foi avaliado através de histograma (a), mapa médio (b) e série temporal do somatório para toda área de estudo (c). Diferenças positivas (negativas) indicam maiores valores do CFSR (ERA-I).

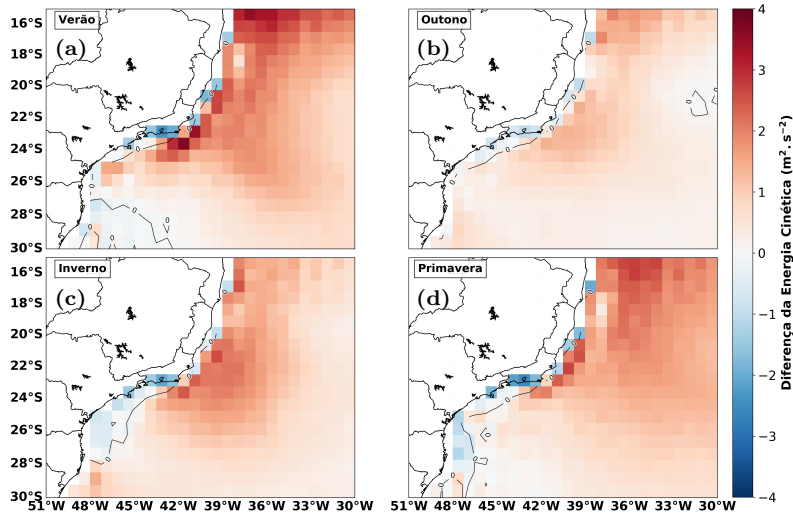


Figura 13: Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à diferença sazonal da energia cinética do vento na superfície do mar entre as reanálises atmosféricas CFSR e ERAI, de 1979 a 2010. Diferenças positivas (negativas) indicam maiores valores do CFSR (ERAI).

Já com a intenção de avaliar qual produto atmosférico melhor representa o real estado atmosférico, os resultados de EC foram comparados a dados de satélite. O período dessas análises foi de maio de 2007 a dezembro de 2010, intervalo de concomitância entre as reanálises e o sensor remoto ASCAT. De forma geral, o CFSR e o ERAI superestimaram as medições do satélite em 8% e 2%, respectivamente. Avaliando de forma mais profunda os padrões dos erros das reanálises em relação aos dados do ASCAT, notou-se que o ERAI apresentou um padrão mais equilibrado entre valores positivos (superestimação - 52%) e negativos (subestimação - 48%), enquanto para o CFSR os resultados positivos foram mais expressivos, 63% contra 37% de negativos (Figuras 14a e 14c). Esses aspectos se refletiram nas médias para esse período de comparação, onde o CFSR apresentou $7,87 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, enquanto o ERAI e o ASCAT apresentaram, nessa ordem, $7,48 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ e $7,32 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. Outro parâmetro que corroborou o melhor ajuste dos resultados do ERAI em relação ao sensor remoto foi o RMSE, que foi de $1,49 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, enquanto o que relacionou o CFSR ao ASCAT foi de $1,86 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$.

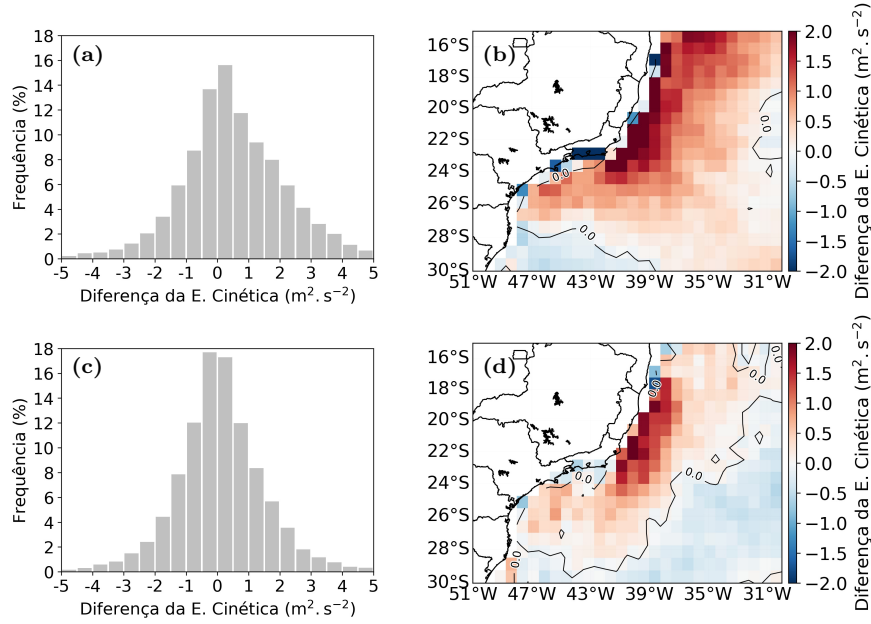


Figura 14: Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto ao erro da energia cinética do vento na superfície do mar entre a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a, b) e a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (c, d), de maio de 2007 a dezembro de 2010. A diferença foi avaliada através de histograma (a, c) e mapa médio (b, d). Diferenças positivas (negativas) indicam maiores (menores) valores da reanálise tratada em relação ao sensor ASCAT.

O mesmo padrão foi notado espacialmente, com o CFSR superestimando os dados remotos ao longo de uma maior região da área de estudo, seja nas análises gerais (Figuras 14b e 14d) ou sazonais (Figura 15). Considerando as duas reanálises, essas diferenças foram mais relevantes durante a primavera e o verão e menos intensas durante o outono (Figura 15). Isso demonstrou que os erros entre os resultados das reanálises e os dados remotos são maiores em períodos de maior intensidade dos ventos (primavera e verão) e mais modestos em períodos menos energéticos (outono), como corroborado através das retas de ajustes da Figura 16, que se afastaram da função identidade para maiores EC. Destaca-se que esta característica também ocorreu quando as reanálises foram comparadas entre si (Figura 16c).

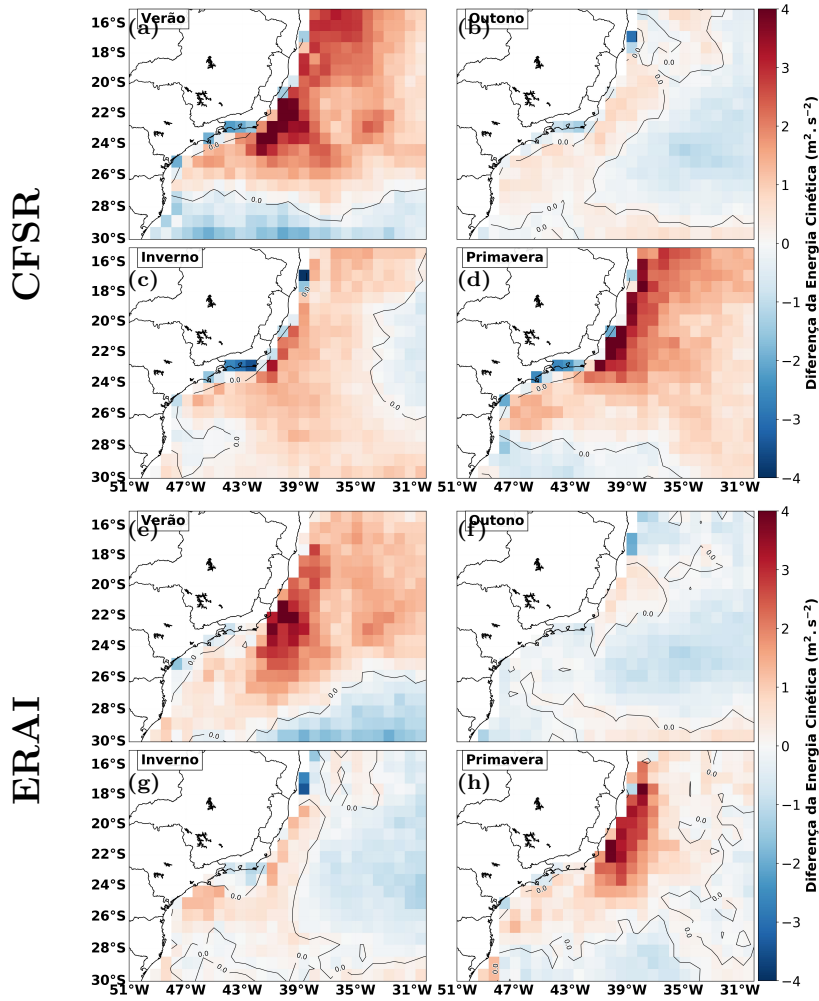


Figura 15: Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto ao erro sazonal da energia cinética do vento na superfície do mar entre a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a, b, c, d) e a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (e, f, g, h), de maio de 2007 a dezembro de 2010. Diferenças positivas (negativas) indicam maiores (menores) valores da reanálise tratada em relação ao sensor ASCAT.

Assim como para os valores médios, o CFSR também superestimou a variabilidade do ASCAT, porém de forma menos intensa (5%), enquanto o ERAI teve seu resultado praticamente ajustado aos dados remotos. Entre maio de 2007 e dezembro de 2010, o CFSR, o ERAI e o ASCAT apresentaram, respectivamente, desvios padrões de $6,77 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, $6,48 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ e $6,45 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, o que revelou maior variabilidade dos resultados das reanálises nesse intervalo do que em relação ao período de 1979 a 2010.

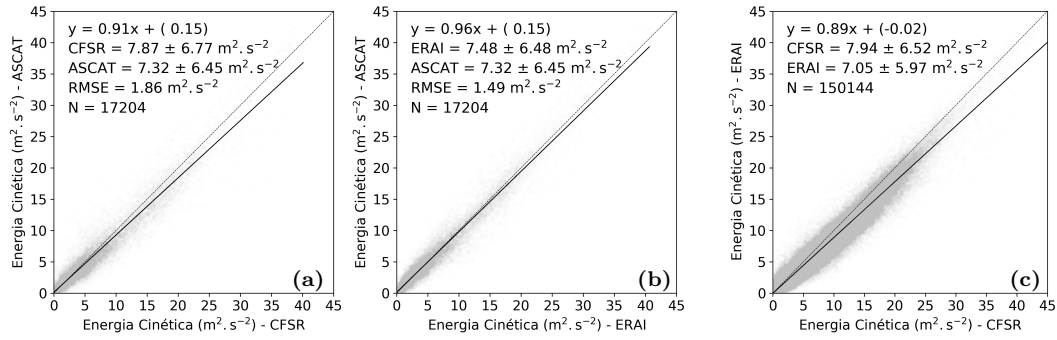


Figura 16: Gráficos de espalhamento da energia cinética do vento na superfície do mar entre a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a - maio de 2007 a dezembro de 2010), a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (b - maio de 2007 a dezembro de 2010) e entre o CFSR e o ERAI (c - 1979 a 2010). As linhas cheias representam as retas de ajuste aos resultados e as retas tracejadas as funções identidade.

6.1.2 Resultados de Rotacional e Direção da Tensão de Cisalhamento do Vento

A caracterização da área de estudo e comparações entre produtos atmosféricos também foram estendidas à direção da τ e ao ROT. Nesse sentido, através dos resultados do CFSR e do ERAI foi possível observar que a maior parte da região analisada era influenciada por ROT positivo, com a porção nordeste demonstrando os maiores valores (Figuras 17a e 17b), assim como esperado por sofrer influência do ASAS. De maneira oposta, a área costeira, em especial entre o norte de São Paulo e o centro do Espírito Santo, apresentou valores negativos (Figuras 17a e 17b), bem como as maiores variabilidades (Figuras 17c e 17d). Já a direção da τ foi majoritariamente de nordeste e com as regiões de menores latitudes sendo influenciadas por ventos praticamente de leste (Figuras 17a e 17b).

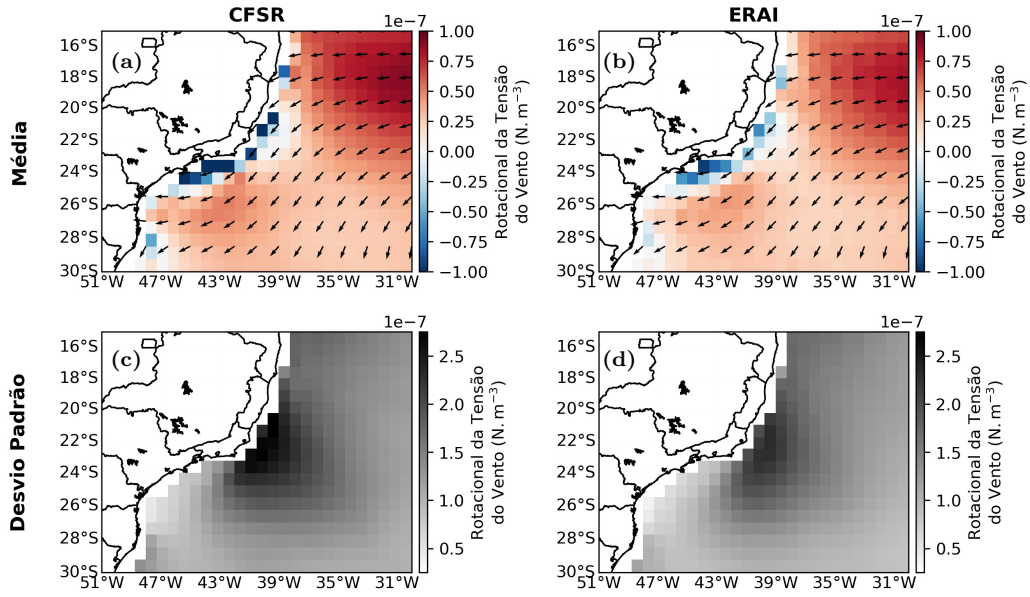


Figura 17: Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à direção (vetores) e rotacional (cores) da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar, de acordo com as reanálises atmosféricas CFSR (a, c) e ERAI (b, d), de 1979 a 2010. O rotacional foi avaliado em relação à média (a, b) e à variabilidade (c, d).

Essas características se modificam sazonalmente, como, por exemplo, no verão e primavera, onde há importante aumento das áreas influenciadas por ventos de nordeste (Figuras 18a, 18e, 18d e 18h). No outono, a predominância é de ventos de leste (Figuras 18b e 18f). Em relação ao ROT, durante o verão notou-se a intensificação dos valores positivos e no outono e inverno o enfraquecimento. Na primavera, esse padrão foi o oposto, ou seja, com a maior parte da área de estudo sobre influência de ROT negativo (Figuras 18d e 18h).

As reanálises quando comparadas entre si apresentaram grande concordância nas avaliações espaciais da direção da τ e do ROT, exceção feita a poucos pontos na região costeira, onde o ERAI apresentou valores negativos de ROT mais intensos (Figura 19). Temporalmente, não houve um padrão determinado de diferença entre elas (Figura 19h), não havendo assim a subestimação ou superestimação constante entre produtos, como visto para EC. Essa paridade se estendeu às médias do ROT entre 1979 e 2010, onde o CFSR caracterizou-se por $0,38 \times 10^{-7} N.m^{-3}$ de média e o ERAI por $0,34 \times 10^{-7} N.m^{-3}$.

Comparando o ROT do CFSR aos dados de sensoriamento remoto do ASCAT, observou-se um padrão espacial muito similar ao obtido nas avaliações entre as reanálises (Figura 19c), ou seja, baixos erros positivos na maior parte da área de estudo e valores negativos relevantes entre o litoral norte de São Paulo e Vitória (ES) (Figura 19a), revelando a subestimação do ROT do ASCAT pelo CFSR nessas regiões costeiras. O ERAI, por sua vez, além de apresentar o padrão de baixos erros

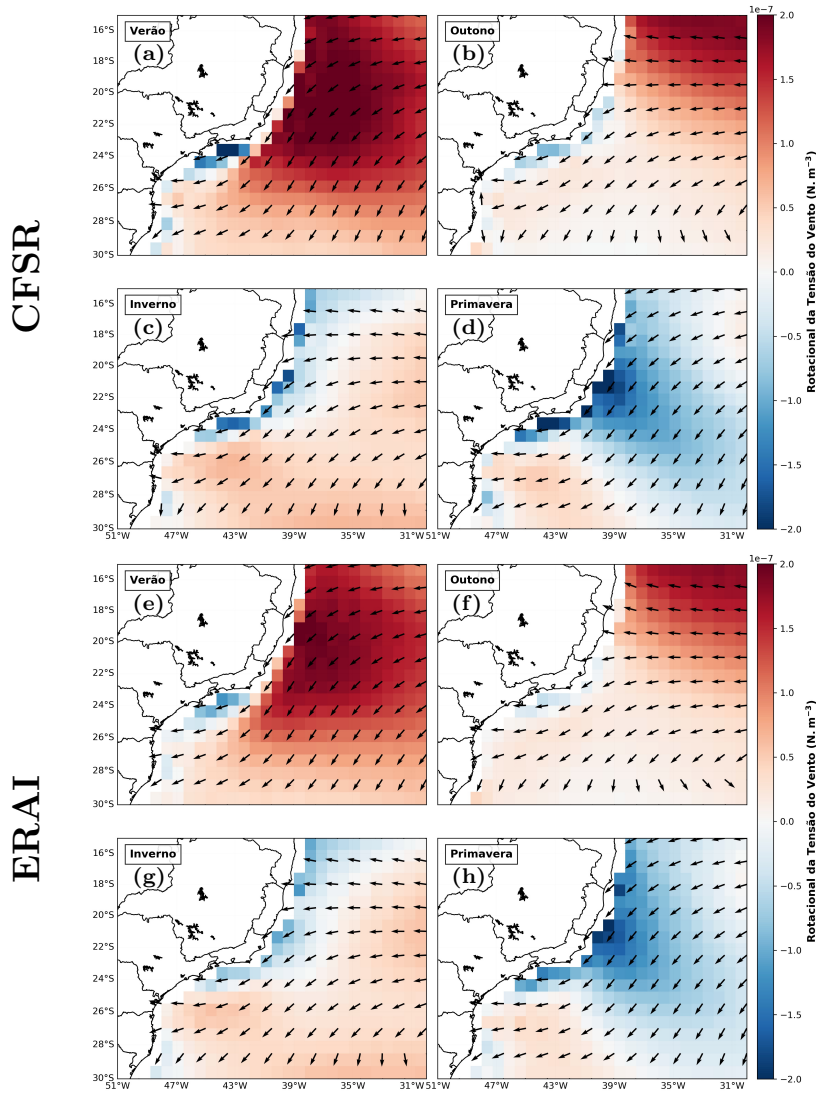


Figura 18: Caracterização sazonal da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à direção (vetores) e rotacional (cores) da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar, de acordo com as reanálises atmosféricas CFSR (a, b, c, d) e ERAI (e, f, g, h), de 1979 a 2010.

positivos demonstrou relevante ajuste aos dados do ASCAT nas áreas litorâneas, possuindo também baixos erros negativos (Figura 19b). Essa melhor adequação dos resultados de ROT do ERAI aos dados remotos, comparativamente ao CFSR, não se refletiu de maneira significativa no RMSE, tendo em vista que as duas reanálises apresentaram valores muito próximas, $0,57 \times 10^{-7} N.m^{-3}$ para o CFSR e $0,55 \times 10^{-7} N.m^{-3}$ para o ERAI. Entretanto, através das retas de ajuste presentes na Figura 20 foi possível observar, qualitativamente, que os resultados do ERAI representaram melhor os dados de satélite do que os do CFSR. Por fim, não foram observados padrões bem definidos nas séries temporais de erro do ROT entre as reanálises e o ASCAT (Figura 19g).

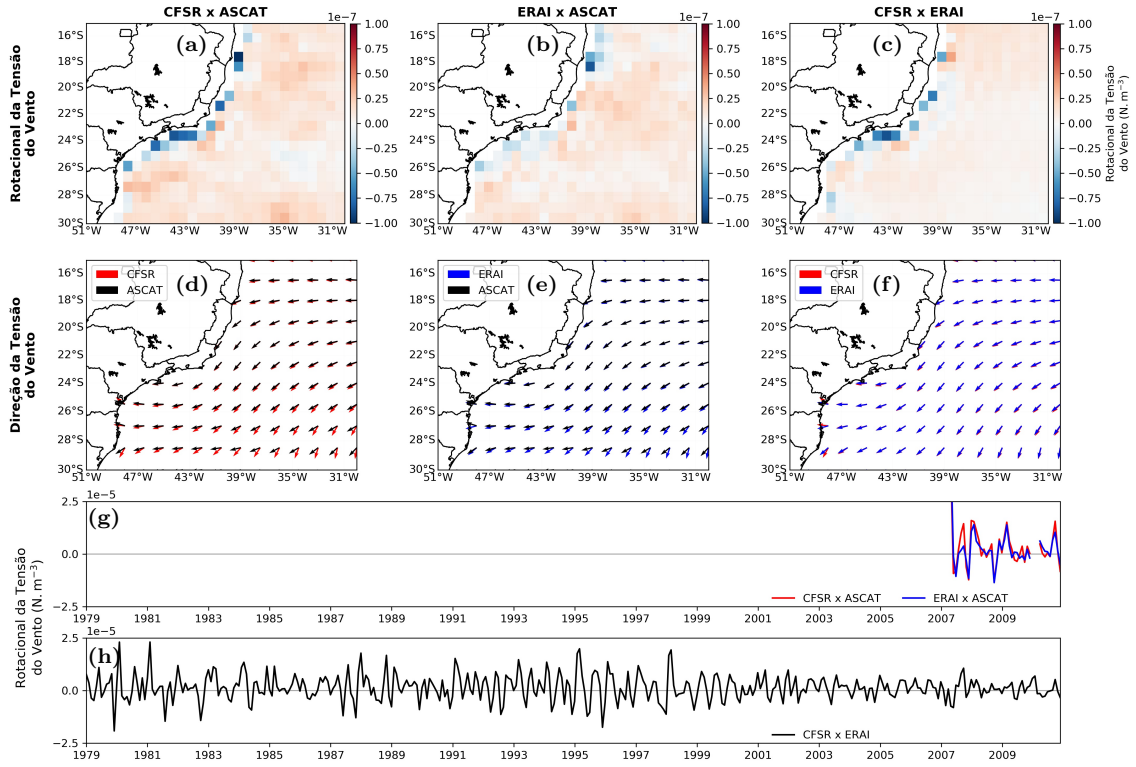


Figura 19: Caracterização da margem continental leste/sudeste brasileira quanto à direção média da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar (d, e, f) e ao erro do rotacional da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar (a, b, c, g, h) para a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a, d - maio de 2007 a dezembro de 2010), a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (b, e - maio de 2007 a dezembro de 2010) e entre o CFSR e o ERAI (c, f - 1979 a 2010). O erro foi avaliado através de mapas médios (a, b, c) e séries temporais do somatório para toda área de estudo (g, h). Erros positivos (negativos) indicam maiores valores da reanálise em questão (do sensor ASCAT).

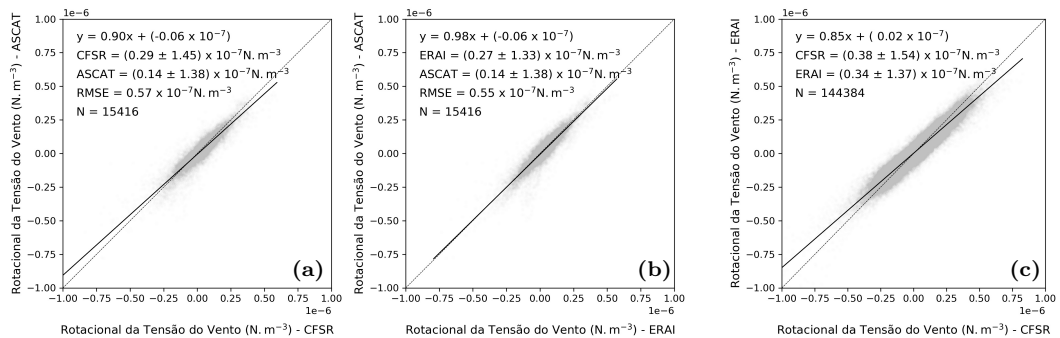


Figura 20: Gráficos de espalhamento do rotacional da tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar entre a reanálise atmosférica CFSR e o sensor remoto ASCAT (a - maio de 2007 a dezembro de 2010), a reanálise atmosférica ERAI e o mesmo sensor (b - maio de 2007 a dezembro de 2010) e entre o CFSR e o ERAI (c - 1979 a 2010). As linhas cheias representam as retas de ajuste aos resultados e as retas tracejadas as funções identidade.

6.2 Modelagem Hidrodinâmica

Tendo em vista que o principal objetivo deste estudo foi avaliar o impacto de dois produtos atmosféricos sobre a modelagem hidrodinâmica da margem continental leste/sudeste brasileira, a análise dos resultados hidrodinâmicos foi iniciada pelas características das camadas oceânicas superficiais, tendo em vista a maior influência dos forçantes atmosféricos em processos nessa região (CHAUDHURI *et al.*, 2016; EKMAN, 1905; SVERDRUP, 1947).

Considerando a elevação média da superfície do mar na área de estudo, observou-se os maiores valores em áreas externas à quebra da plataforma continental e próximas a zero na porção interna (Figuras 21a e b). Essa caracterização se diferenciou um pouco entre os experimentos e a climatologia do CMEMS, com os primeiros apresentando maiores elevações positivas no oceano profundo em relação ao $CLIM_{CMEMS}$ e valores negativos na região de plataforma. A abrangência desse padrão de elevação na plataforma se estendeu por toda a área simulada no EXP_{CFRSR} e $EXP_{ERA-Interim}$, enquanto no $CLIM_{CMEMS}$ foi bem definido somente até 21°S (Figura 21).

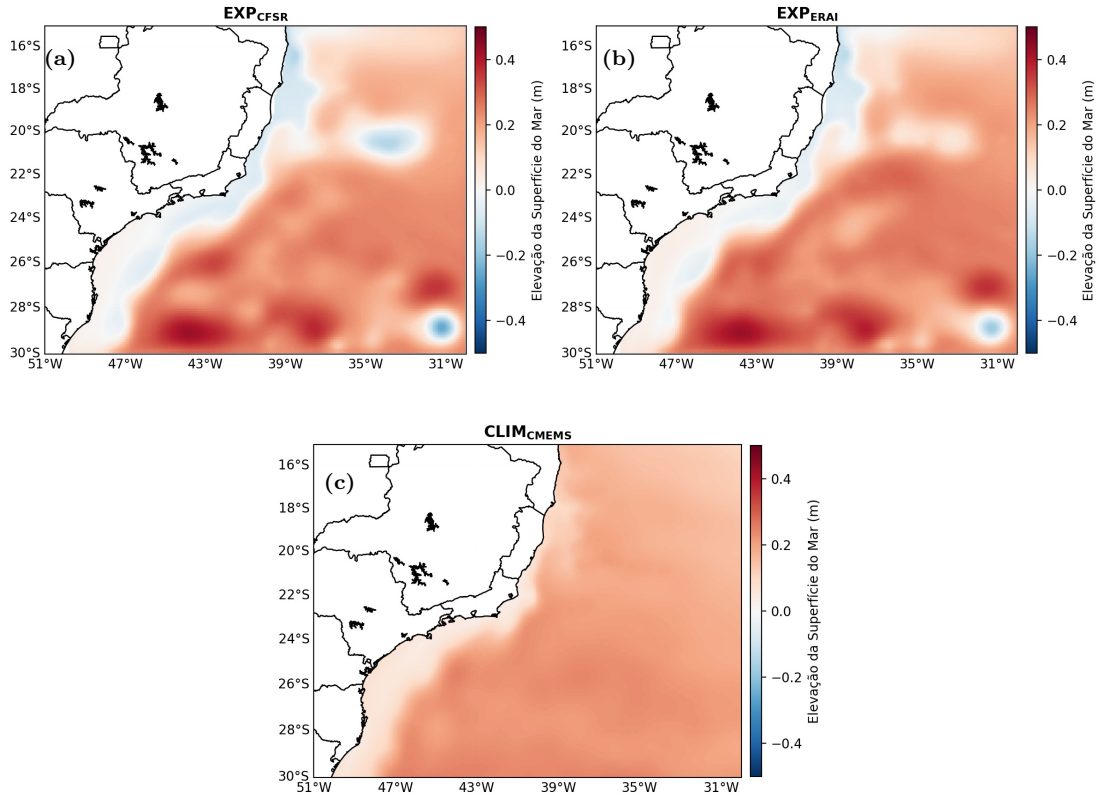


Figura 21: Elevação da superfície do mar média para o EXP_{CFRSR} (a - 06/1982 a 05/1983), o $EXP_{ERA-Interim}$ (b - 06/1982 a 05/1983) e a $CLIM_{CMEMS}$ (c - 2007 a 2017).

Sazonalmente, as características gerais médias de elevação foram mantidas, havendo porém a intensificação de certos padrões, como os valores positivos no oceano profundo para o inverno (EXP_{CFSR} e EXP_{ERA1}) e verão (EXP_{ERA1}). De maneira oposta, o outono e primavera representaram a diminuição das elevações nas regiões mais profundas (Figura 22).

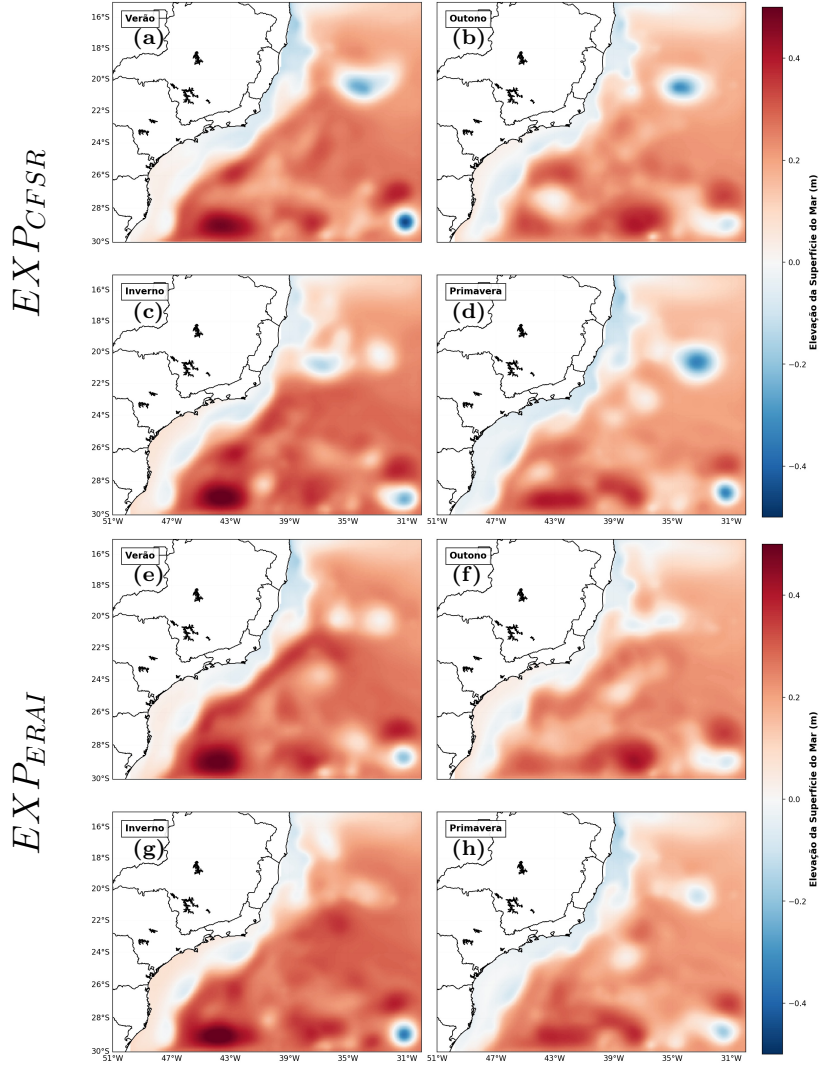


Figura 22: Elevação da superfície do mar sazonal para o EXP_{CFSR} (a, b, e, f - 06/1982 a 05/1983) e o EXP_{ERA1} (c, d, g, h - 06/1982 a 05/1983).

As velocidades em superfície entre experimentos também foram similares entre si, porém mais intensas que no $CLIM_{CMEMS}$ (Figura 23), fato já esperado por essa referência ser uma climatologia e os experimentos não e também pelos padrões de elevação capturados anteriormente. No EXP_{CFSR} e EXP_{ERA1} as maiores velocidades foram observadas na quebra da plataforma continental.

Nas análises de elevação e velocidade da superfície dos experimentos hidrodinâmicos notou-se também uma feição ciclônica entre 20°S e 22°S e a leste de 36°W, ou seja, uma área aproximadamente circular com menor elevação da superfície do

mar no centro. Essa circulação não é observada na bibliografia e em dados remotos, logo podendo ser um sinal puramente numérico, provavelmente associado ao contorno, mas que não comprometeu as demais análises

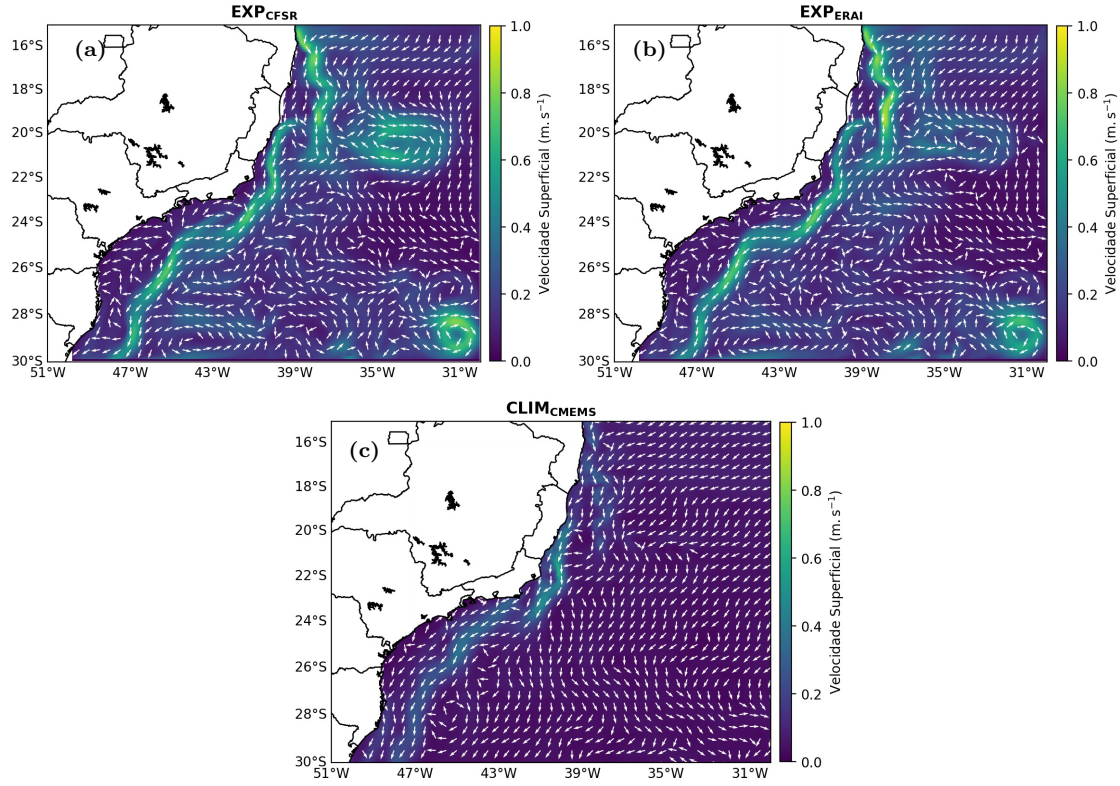


Figura 23: Velocidade (cores) e direção (vetores) médias das correntes superficiais para o EXP_{CFSR} (a - 06/1982 a 05/1983), o EXP_{ERA1} (b - 06/1982 a 05/1983) e a $CLIM_{CMEMS}$ (c - 2007 a 2017).

Durante o verão, inverno e primavera, observou-se a intensificação das correntes superficiais nos experimentos hidrodinâmicos, com o verão apresentando os maiores valores (Figura 24).

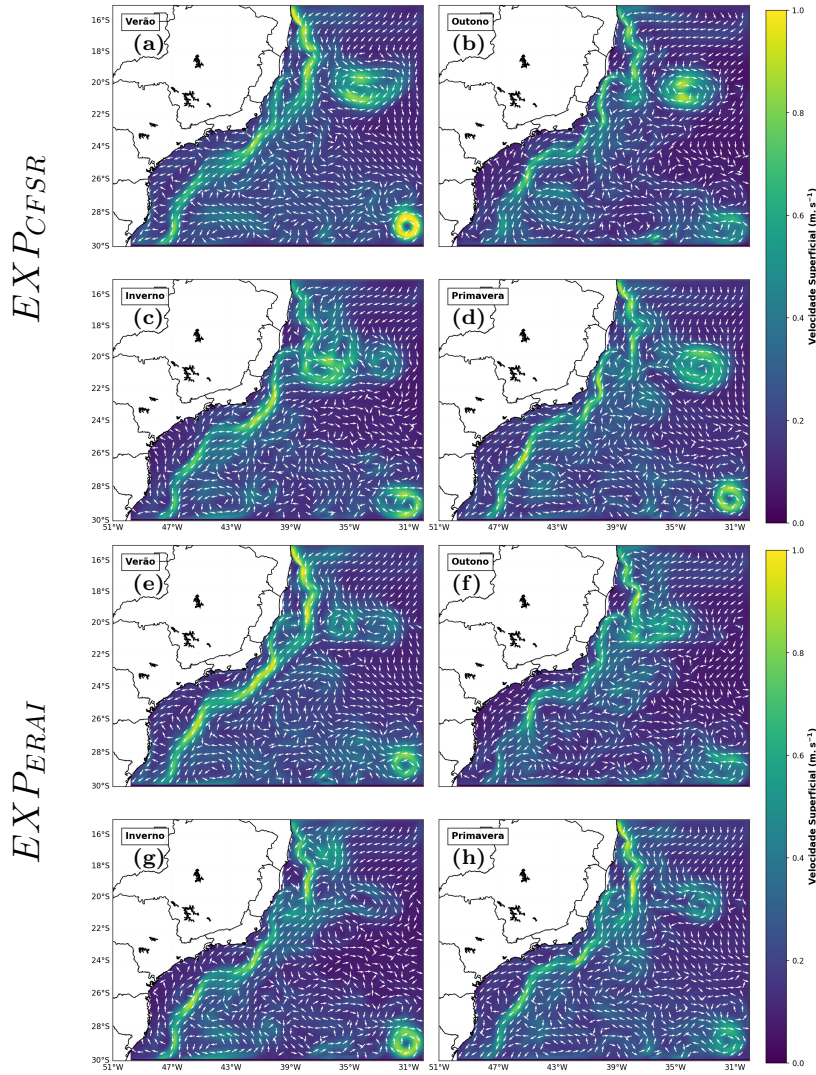


Figura 24: Velocidade (cores) e direção (vetores) sazonais das correntes superficiais para o EXP_{CFSR} (a, b, c, d - 06/1982 a 05/1983) e o EXP_{ERA1} (e, f, g, h - 06/1982 a 05/1983).

As diferenças entre os experimentos hidrodinâmicos ficaram mais claras através da análise da diferença entre os campos. Na maior parte do tempo a elevação da superfície do mar apresentou pequenas anomalias (Figura 25a). A diferença de velocidade também apresentou setores com valores positivos e negativos lado a lado, em especial nas áreas de maiores velocidades médias, ou seja, na quebra de plataforma, sugerindo assim que a diferença relacionada à essa variável entre os experimentos ocorre de forma mais importante pelo deslocamento lateral da CB (Figura 25b). Essa característica também foi percebida nas direções das correntes, uma vez que as áreas de maiores velocidades apresentavam elevada concordância (Figura 25c).

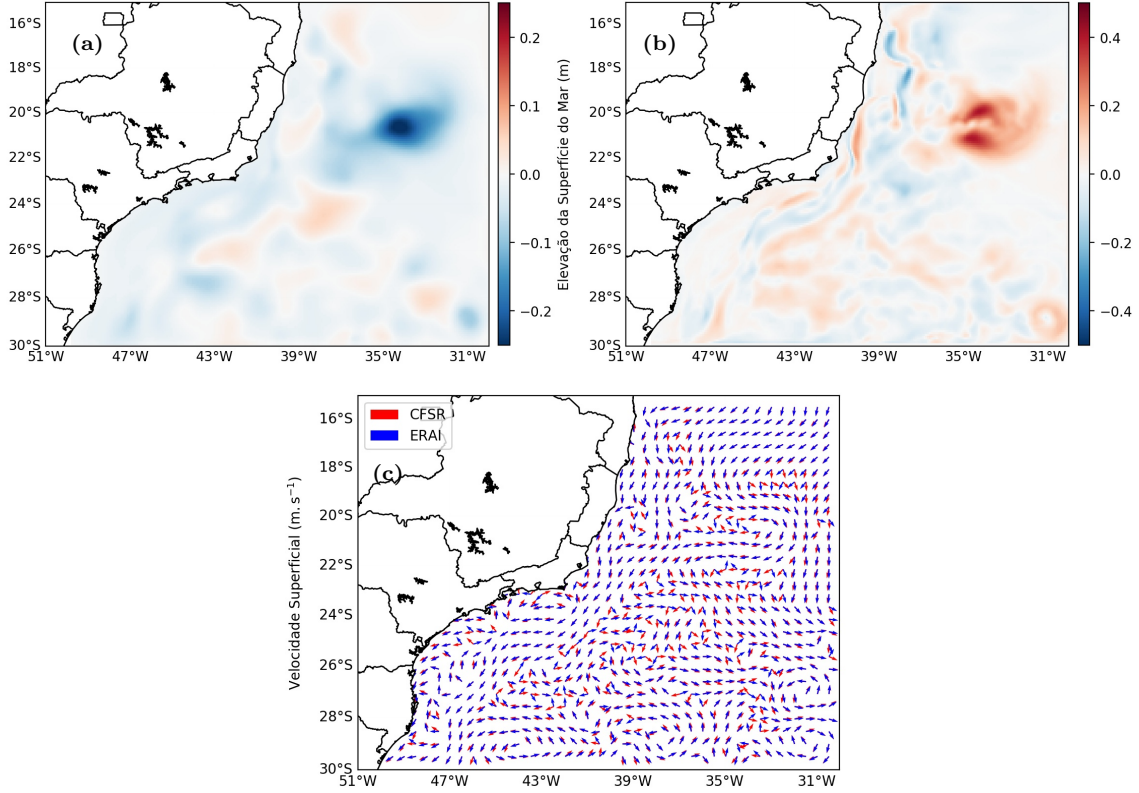


Figura 25: Diferença da elevação (a) e da velocidade (b) da superfície do mar entre o EXP_{CFSR} e o EXP_{ERA1} (06/1982 a 05/1983) e suas direções de correntes na superfície do mar (c). Anomalias positivas (negativas) em (a) e (b) indicam maiores valores da variável em questão no EXP_{CFSR} (EXP_{ERA1}).

Sazonalmente não foram observadas alterações nos padrões de diferença, mas sim a intensificação de características capturadas nas análises médias dos dois experimentos (Figura 26). Ao analisar a diferença da velocidade em superfície também ficou mais claro o padrão de deslocamento lateral das correntes, como observado no inverno, entre 22°S e 24°S, onde a corrente é caracterizada mais próxima da costa no EXP_{ERA1} e mais afastada no EXP_{CFSR} . Isso também foi percebido no outono, porém de forma inversa, com a corrente no EXP_{ERA1} em posição mais externa no talude e mais interna no EXP_{CFSR} .

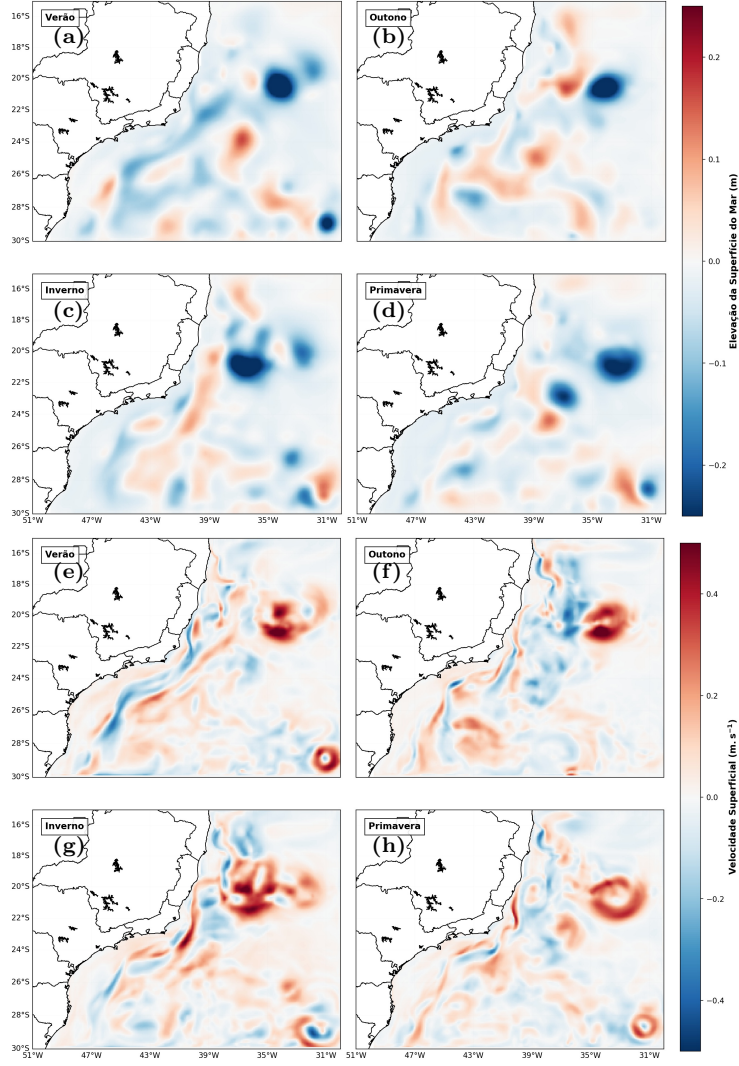


Figura 26: Diferença sazonal da elevação (a, b, c, d) e da velocidade (e, f, g, h) da superfície do mar entre o EXP_{CFSR} e o EXP_{ERA1} (06/1982 a 05/1983). Anomalias positivas (negativas) indicam maiores valores absolutos da variável em questão no EXP_{CFSR} (EXP_{ERA1}).

Já através das análises verticais, a CB, nos dois experimentos, foi representada, em média, com seu núcleo próximo da isóbata de 200 m e se estendendo em profundidade até 300 m no EXP_{CFSR} e 250 m no EXP_{ERA1} (Figuras 27a e 27b). O primeiro também caracterizou-a com velocidades máximas mais intensas que o segundo, respectivamente, $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,6 \text{ m.s}^{-1}$. Comparando esses resultados aos da $CLIM_{CMEMS}$ (Figura 27c), notou-se o posicionamento mais *offshore* da CB nos resultados do EXP_{CFSR} e do EXP_{ERA1} . Mesmo com essa variação, que tende a estar associada aos diferentes períodos de abrangência das simulações e da climatologia, houve similaridade no padrão geral da circulação na região.

A variabilidade da componente meridional da velocidade para o EXP_{CFSR} e EXP_{ERA1} também foi bastante similar, com os maiores valores localizados no eixo central da CB, em especial em seu núcleo (Figuras 27d e 27e). Verticalmente, as

maiores variabilidades atingiram regiões mais profundas no EXP_{CFSR} , porém foram lateralmente mais amplas no EXP_{ERA1} , assim como representado nas velocidades médias (Figuras 27a e 27b).

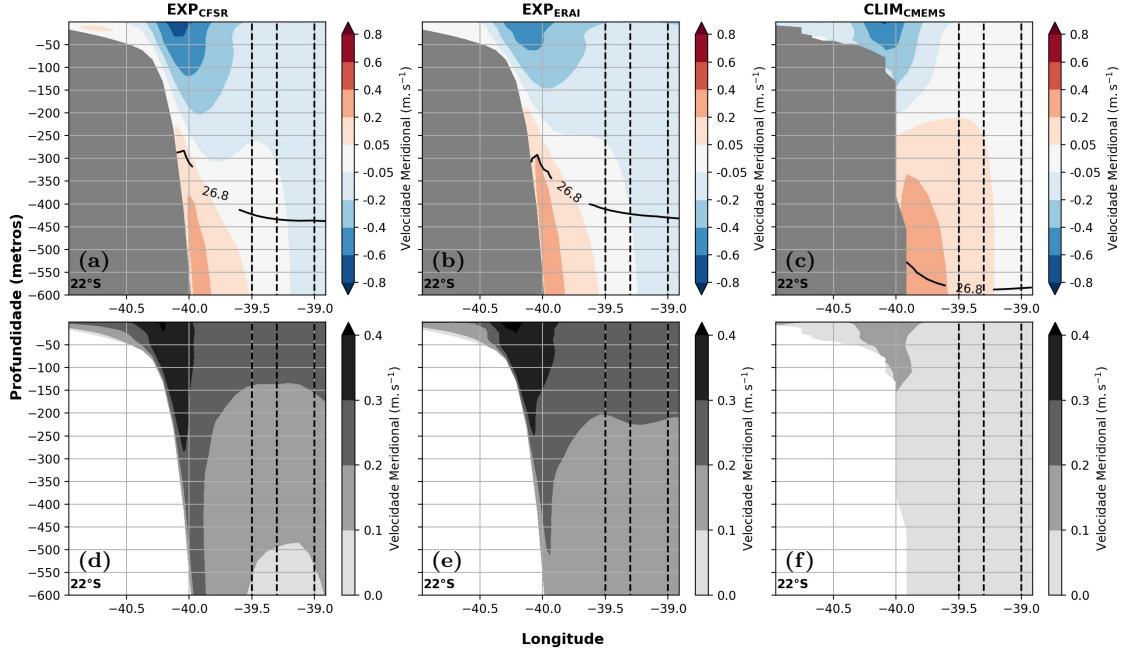


Figura 27: Média (a, b, c) e desvio padrão (d, e, f) da componente meridional da velocidade, em 22°S, para o EXP_{CFSR} (a, d - 06/1982 a 05/1983), o EXP_{ERA1} (b, e - 06/1982 a 05/1983) e a $CLIM_{CMEMS}$ (c, f - 2007 a 2016). Valores negativos (positivos) da média correspondem a fluxos para sul (norte). As linhas verticais tracejadas representam os três limites *offshore* utilizados para o cálculo do transporte de volume da CB apresentados da Tabela 3 (39,5°W, 39,3°W e 39°W) e a linha sólida representa a base da ACAS.

Também foi possível notar uma sazonalidade bem marcada nos resultados, porém com variações assíncronas entre experimentos (Figura 28). O EXP_{CFSR} apresentou a CB mais intensa que a média nas estações do inverno, primavera e outono, enquanto no EXP_{ERA1} essa característica foi observada no inverno e verão. O outono para o EXP_{ERA1} apresentou características similares às médias. Já o verão e a primavera foram estações de enfraquecimento da CB, respectivamente, no EXP_{CFSR} e EXP_{ERA1} .

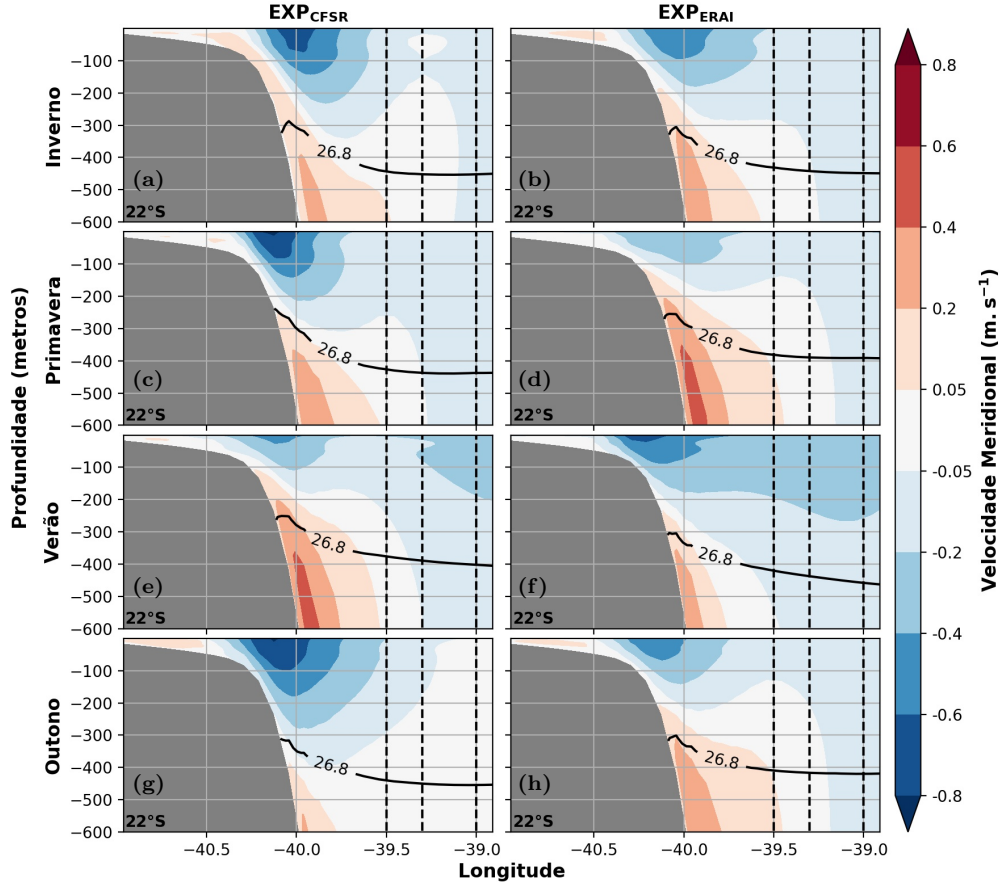


Figura 28: Componente meridional sazonal da velocidade, em 22°S, para o EXP_{CFSR} (a, c, e, g - 06/1982 a 05/1983) e o EXP_{ERA1} (b, d, f, h - 06/1982 a 05/1983). Valores negativos (positivos) correspondem a fluxos para sul (norte). As linhas verticais tracejadas representam os três limites *offshore* utilizados para o cálculo do transporte de volume da CB apresentados da Tabela 3 (39,5°W, 39,3°W e 39°W) e a linha sólida representa a base da ACAS.

Assim como na análise média (Figura 27), sazonalmente foi possível perceber não só diferenças nas estruturas vertical e de velocidades da CB, mas também mudanças na estrutura lateral, ou seja, no posicionamento mais interno ou externo de seu núcleo em relação à quebra da plataforma continental (Figura 28). Esse padrão também pôde ser capturado através das análises superficiais de velocidade (Figura 26). Por isso, foi avaliado como diferentes limites laterais da CB poderiam influenciar no cálculo de seu transporte de volume. Assim, observou-se que os dois experimentos hidrodinâmicos representaram de forma semelhante a CB, visto que o mesmo volume médio transportado por esta corrente foi observado entre 40,5°W e 39°W nos dois experimentos (Tabela 3), mas que as principais diferenças decorrem das diferentes posições em esse fluxo foi representado, nesse caso em áreas mais externas da plataforma continental no EXP_{ERA1} e internas no EXP_{CFSR} .

Tabela 3: Média e desvio padrão do transporte de volume (Sv) da Corrente do Brasil, em 22°S, da isóbata de 50 metros (40,5°W) aos diferentes limites *offshore* listados para o EXP_{CFSR} e para o EXP_{ERA1} , entre 06/1982 e 05/1983.

Limite <i>Offshore</i>	EXP_{CFSR}	EXP_{ERA1}	Diferença
39,5°W	$-5,3 \pm 2,4$	$-4,3 \pm 2,8$	23,2%
39,3°W	$-6,2 \pm 2,6$	$-5,5 \pm 3,3$	12,7%
39°W	$-7,2 \pm 2,6$	$-7,2 \pm 3,7$	0%

De maneira a capturar toda a estrutura da CB nos dois experimentos hidrodinâmicos, definiu-se como limite externo, para o cálculo da série temporal de transporte de volume, a longitude de 39°W. Com isso, foi possível notar grande variação da intensidade da CB ao longo do ano (Figura 29), mas assim como na análise sazonal da componente meridional da velocidade (Figura 28), essa variação não ocorreu em fase entre o EXP_{CFSR} e o EXP_{ERA1} . Entretanto, houve grande concordância entre seus valores máximos e mínimos e, especialmente, médios, que foram de 7,2 Sv.

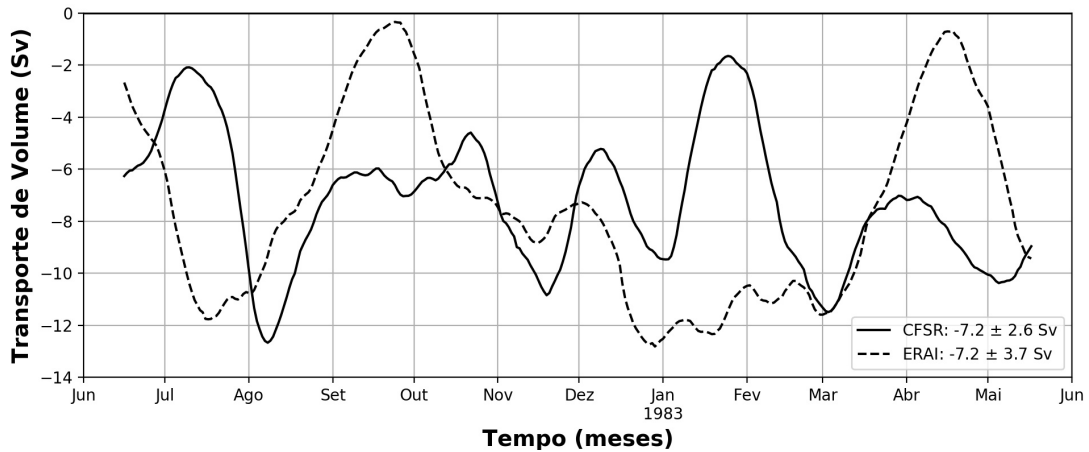


Figura 29: Média móvel de 30 dias do transporte de volume da CB, em 22°S, entre 40,5°W (isóbata de 50 m) e 39°W para o EXP_{CFSR} (linha sólida) e o EXP_{ERA1} (linha tracejada), entre 06/1982 a 05/1983. A legenda apresenta os valores médios e do desvio padrão da série temporal diária, sem levar em consideração a média móvel.

Capítulo 7

Discussão

Como descrito nas seções 6.1.1 e 6.1.2, o CFSR e o ERAI caracterizaram de forma similar e coerente a margem continental leste/sudeste brasileira quanto estado real da atmosfera em superfície (e.g. CASTELAO e BARTH, 2006; MAZZINI e BARTH, 2013), demonstrando um gradiente energético de sul para norte, que pôde ser visto através das análises de EC (Figuras 10a e 10d). Assim como observado por RODRIGUES *et al.* (2007) e MAZZINI e BARTH (2013), a região foi caracterizada majoritariamente por ROT positivo, com exceção da região costeira entre o norte de São Paulo e o centro do Espírito Santo (Figuras 17a e 17b). Esse padrão de ROT negativo é um dos mecanismos que permite o desenvolvimento da ressurgência costeira observada nas imediações de Cabo Frio (RJ - CALADO *et al.*, 2010; CASTELAO e BARTH, 2006; MAZZINI e BARTH, 2013), área onde também foram obtidas as maiores variabilidades de EC e ROT (Figuras 10b, 10e, 17c e 17d).

Quando comparadas entre si, ficou clara a maior energia existente no CFSR sobre a superfície do mar (Figura 12a), seja espacial (Figura 12b) ou temporalmente (Figura 12c), como observado por STOPA e CHEUNG (2014) para a costa Norte Americana e por LAVIDAS *et al.* (2017) para a costa da Escócia. De maneira geral, entre 1979 e 2010, essa reanálise foi 13% mais energética que o ERAI. Sugere-se que esse padrão esteja associado às diferentes resoluções horizontais dos produtos, $0,31^\circ$ (≈ 38 km) no CFSR e $0,70^\circ$ (≈ 79 km) no ERAI, resultando na distinta representação de fenômenos atmosféricos, em especial os de menor escala, possivelmente subestimados pelo produto menos resoluto. E mesmo havendo a degradação espacial do CFSR antes das análises, tais diferenças tendem a ser mantidas, mesmo que em menores intensidades.

Em análises mais específicas, a comparação espacial entre os produtos demonstrou um persistente domínio de diferenças negativas de EC nas regiões costeiras (Figuras 12b e 13). Sugere-se que essa característica também esteja relacionada às diferentes resoluções espaciais dos produtos, visto que a linha de costa no CFSR é representada de forma mais definida (CARVALHO *et al.*, 2014b). Assim, áreas caracterizadas como continente em sua grade poderiam ser tratadas como oceano no ERAI, o que impactaria diretamente na rugosidade da superfície do modelo, dissipando energia dos ventos sobre o continente e assim causando as diferenças negativas

observadas (Figuras 12b e 13).

Em relação às análises temporais, notou-se equilíbrio do ROT entre CFSR e ERAI, com alternância entre diferenças positivos e negativos (Figura 19h). Porém, para a EC houve um amplo domínio dos valores positivos ao longo de todo o período avaliado (Figura 12c). Essas diferenças, entretanto, diminuíram de intensidade com o passar do tempo para os dois parâmetros, em especial na última década, de forma que as taxas de superestimação da EC e do ROT do CFSR em relação ao ERAI reduziram de, respectivamente, 13% e 12% (período total - 1979 e 2010) para 5% e 7% (período de comparação com os dados do ASCAT - maio de 2007 e dezembro de 2010). Essa diminuição provavelmente está associada à maior disponibilidade de observações (Figura 4), fator que beneficiaria as simulações no hemisfério sul (BENGTSSON *et al.*, 2007).

Em comparação aos dados remotos do ASCAT, as duas reanálises superestimaram a EC, sendo o CFSR, em média, 8% mais energético e o ERAI 2%. Esse padrão também se refletiu no ROT, onde o CFSR, ERAI e ASCAT apresentaram médias, respectivamente, de $0,29 \times 10^{-7} N.m^{-3}$, $0,27 \times 10^{-7} N.m^{-3}$ e $0,14 \times 10^{-7} N.m^{-3}$. CARVALHO *et al.* (2012) também observaram maiores velocidades dos ventos das reanálises ao forçarem um modelo atmosférico para a Península Ibérica e compararem seus resultados a dados de boias. Já espacialmente, as avaliações desses dois parâmetros atmosféricos seguiram as características observadas nas comparações entre as reanálises, ou seja, a área de estudo majoritariamente dominada por erros positivos, com partes da zona costeira possuindo valores negativos. Entretanto, a superestimação seguiu mais intensa para a EC do que para o ROT.

Essa maior energia existente nos resultados das reanálises, em parte, está relacionada ao mecanismo físico de inferência dos ventos na superfície do mar pelos escaterômetros, que capturam as mudanças de rugosidade da superfície e as associam à velocidade dos ventos nas primeiras camadas da atmosfera. Entretanto, na presença de correntes marinhas, essa rugosidade não estaria relacionada, exclusivamente, à intensidade do vento, mas sim à diferença entre essa variável e a velocidade das correntes, ou seja, a intensidade efetiva (PLAGGE *et al.*, 2012; ZHAI e GREATBATCH, 2007). Porém, os resultados presentes nos modelos atmosféricos são da própria velocidade do vento, que na existência de correntes marinhas é ligeiramente diferente da velocidade efetiva. Por essas distinções serem pequenas em relação a intensidade média dos ventos, em geral uma ordem de grandeza menor (ZHAI *et al.*, 2012), e difíceis de serem mensuradas, são descartadas (PLAGGE *et al.*, 2012; ZHAI e GREATBATCH, 2007). Entretanto, na região equatorial, sobre as correntes de contorno oeste e áreas costeiras, a circulação oceânica é mais intensa e induz a superestimações consideráveis (PLAGGE *et al.*, 2012). Nesse sentido, ZHAI e GREATBATCH (2007) observaram a redução global de 17% do trabalho realizado pelo

vento na superfície do mar quando consideradas as velocidades das correntes no cálculo da τ .

Em termos de erro, o ERAI continuou sendo o mais semelhante aos dados de satélite, com RMSE de $1,49 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ para a EC e $0,55 \times 10^{-7} \text{ N.m}^{-3}$ para o ROT, enquanto o CFSR apresentou $1,89 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ e $0,57 \times 10^{-7} \text{ N.m}^{-3}$, respectivamente. Destaca-se que o fato dos RMSE do ROT serem maiores que as respectivas médias desse parâmetro para as reanálises é uma consequência das altas variabilidades do ROT (CFSR = $1,54 \times 10^{-7} \text{ N.m}^{-3}$ e ERAI = $1,37 \times 10^{-7} \text{ N.m}^{-3}$) e não uma possível falta de acurácia com os dados de satélite (Figura 20). Em relação aos coeficientes de correlação, o ERAI apresentou 0,96 para a EC e 0,98 para o ROT e o CFSR teve 0,91 e 0,90, respectivamente. Assim ficou claro que ambas as reanálises se ajustaram satisfatoriamente aos dados do ASCAT. Porém, os melhores resultados obtidos pelo ERAI podem, entre outros fatores, estar relacionado ao seu método de assimilação de dados mais robusto, o 4D-VAR, assim como sugerido por HODGES *et al.* (2011); TABATA *et al.* (2011). Sua utilização provavelmente compensaria a menor disponibilidade de dados para o Atlântico Sul, enquanto para o CFSR, o NCEP aplicou o método 3D-VAR e priorizou a evolução dessa reanálise em relação a sua antecessora através da melhora de suas resoluções espacial e temporal (KALNAY *et al.*, 1996; KANAMITSU *et al.*, 2002; SAHA *et al.*, 2010). Entretanto, sabendo que as degradações das reanálises foram necessárias para que as comparações fossem fisicamente coerentes e que mesmo assim o CFSR apresentou altas correlações e baixos erros aos dados do ASCAT, sua degradação afetou sua principal vantagem, característica comprovada por CARVALHO *et al.* (2014b) em comparação a outras modelagens e dados de satélite.

Assim, de acordo com as evidências apresentadas e estudos pretéritos, sugere-se que o ERAI seria mais realista em áreas menos amostradas, reconhecidamente o hemisfério sul, devido ao seu sistema de assimilação de dados mais robusto, enquanto o CFSR tenderia a levar vantagem em avaliações de escalas espaciais reduzidas e estudos de circulações locais, em razão de suas melhores resoluções espacial e temporal que possuem, por exemplo, maior capacidade de capturar influências topográficas (CARVALHO *et al.*, 2014b). Essa tendência veio sendo confirmada em estudos para todo o planeta, como para comparações das reanálises a dados *in situ* pontuais, como boias meteoceanográficas, onde o CFSR apresentou melhores correlações (e.g. ALVAREZ *et al.*, 2014; CARVALHO *et al.*, 2014b), enquanto o ERAI teve vantagem quando aplicado como condições inicial e de contorno de modelos atmosféricos (e.g. CARVALHO *et al.*, 2012, 2014a), por exemplo. Adicionalmente, recentes estudos de modelagem de ondas (AKPINAR e PONCE DE LEÓN, 2016; LAVIDAS *et al.*, 2017; STOPA e CHEUNG, 2014; VAN VLEDDER e AKPINAR, 2015) trouxeram importantes compreensões, como: (i) o CFSR tende a superestimar os ventos em su-

perfície e apresenta maior variabilidade; (ii) os dados de vento do ERAI apresentam menores erros e menor variabilidade; (iii) o CFSR apresenta melhor performance na caracterização e modelagem de eventos extremos; (iv) o ERAI apresenta maior homogeneidade ao longo do tempo, sendo mais confiável à modelagem de processos de longo prazo, porém deve ser aplicado com cuidado na caracterização e modelagem de eventos extremos; (v) os modelos de ondas são criticamente sensíveis à resolução espacial do forçante atmosférico e nem tanto à resolução temporal, dando vantagem ao CFSR.

Os experimentos hidrodinâmicos conduzidos aqui e forçados na superfície por essas reanálises representaram de forma satisfatória a hidrodinâmica da margem continental leste/sudeste brasileira, inclusive as características da CB em 22°S. As diferenças observadas entre essas simulações e o $CLIM_{CMEMS}$ (Seção 6.2) eram esperadas, em especial superestimações por parte do EXP_{CFSR} e EXP_{ERAI} , tendo em vista que contemplaram o período de um ano (06/1982 a 05/1983), enquanto a climatologia foi produzida através da média de resultados de dez anos (2007 a 2016). Esse menor tempo de modelagem provavelmente possibilitou que sinais associados a oscilações interanuais (e.g. ASSAD *et al.*, 2010; LUMPKIN e GARZOLI, 2011; SCHMID e MAJUMDER, 2018) tenham se destacado nos experimentos e fossem menos representativos no $CLIM_{CMEMS}$.

A elevação da superfície do mar na área de estudo apresentou valores negativos na plataforma continental e máximos no oceano profundo (Figura 21), assim como no estudo numérico de PEREIRA *et al.* (2013). Os resultados do EXP_{CFSR} e EXP_{ERAI} também se associaram aos dados de altimetria disponibilizados pelo AVISO (www.aviso.oceanobs.com) apresentados por eles, em especial entre 20°S e 30°S, onde se observaram os maiores valores de elevação nas três simulações.

Através das análises de velocidade e direção em superfície foi possível definir que as maiores intensidades de corrente nos experimentos hidrodinâmicos encontraram-se na quebra da plataforma, ou seja, associadas à CB, em especial nas proximidades do Banco de Abrolhos (BA - 20°S) e Cabo Frio (RJ - 24°S - Figuras 23a e 23b), assim como observado por PEREIRA *et al.* (2013) e DA SILVEIRA *et al.* (2000). Já especificamente entre as latitudes de 23°S e 24,5°S, DA SILVEIRA *et al.* (2004) obtiveram, através de experimentos numéricos, velocidades superficiais ligeiramente maiores que $0,8 \text{ m.s}^{-1}$, assim como observado para a mesma região do EXP_{CFSR} e do EXP_{ERAI} . Vale ressaltar que esses resultados foram referentes a meses de verão e inverno, demonstrando a paridade energética entre essas estações do ano nessa região, corroborando os resultados apresentados nas Figuras 24a, 24c, 24e e 24g.

Quando comparados entre si, os resultados em superfície do EXP_{CFSR} e do EXP_{ERAI} tiveram grande concordância, em especial no que tange a circulação de

larga escala, a CB, pois foi percebida maior correspondência das análises na quebra da plataforma continental entre os experimentos. Assim, sugere-se que essa feição, em média, sofreu menor influência dos forçantes atmosféricos do que o restante do domínio, visto contrastes mais elevados nas demais áreas.

Já sazonalmente foi possível notar maiores diferenças, como estruturas paralelas de anomalia de velocidade com sinais contrários na quebra da plataforma continental (Figura 26). Essas feições apontaram que os experimentos hidrodinâmicos simularam a CB com seu núcleo em superfície deslocado ao longo do ano, como, por exemplo, entre 22°S e 24°S no inverno, onde o EXP_{CFRS} caracterizou-o em posição *offshore* ao EXP_{ERAI} (Figura 26e).

Tais diferenças suavizadas nas análises médias de superfície e melhor caracterizadas sazonalmente, também se estenderam à estrutura vertical da CB, visto que seu transporte de volume na seção de 22°S para três limites externos diferentes (Tabela 3) apresentou variação de 23,2%. Tal alteração se deu exclusivamente pela modificação de 0,5° de longitude.

Ao comparar a estrutura vertical de velocidades nessa seção entre experimentos e climatologia notou-se certas diferenças, porém com o mesmo padrão geral (Figura 27). A velocidade máxima da CB chegou a 0,8 $m.s^{-1}$ no EXP_{CFRS} e 0,6 $m.s^{-1}$ no EXP_{ERAI} , a profundidade de seu núcleo foi, respectivamente, 300 m e 250 m e a base da ACAS variou de 300 m a 450 m. Esses valores acompanharam os apresentados em diversos outros estudos (e.g. LIMA *et al.*, 2016; PEREIRA *et al.*, 2013, 2014), como, por exemplo, ROCHA *et al.* (2014) que caracterizaram a estrutura vertical da CB através de dados hidrográficos para 22,7°S e obtiveram velocidade geostrófica máxima de 0,5 $m.s^{-1}$ e nível de movimento não referenciado em torno de 300 m. Sabendo que a velocidade geostrófica subestima a velocidade total e que o nível isopical estabelecido nesse estudo foi menos denso (26,5 $kg.m^{-3}$ x 26,8 $kg.m^{-3}$) e, conseqüentemente, mais raso, comprovou-se a relevância dos resultados simulados.

Sazonalmente, os experimentos não se diferenciaram muito do respectivo padrão médio, entretanto as variações não ocorreram de maneira correlata entre eles. Tanto o EXP_{CFRS} como o EXP_{ERAI} apresentaram estruturas verticais de velocidade similares ou mais intensas que a média em três estações, sendo elas o inverno, primavera e outono para o primeiro e primavera, verão e outono para o segundo (Figura 28). Conseqüentemente, esse padrão de não correlação se refletiu nas séries temporais de transporte de volume da CB (Figura 29). Essa análise mostrou que os valores máximos foram em torno de -12 Sv, os mínimos, próximos de -1 Sv e as médias e desvios padrões foram $-7,2 \pm 2,6$ Sv (EXP_{CFRS}) e $-7,2 \pm 3,7$ Sv (EXP_{ERAI}).

As estimativas desse parâmetro na literatura são em um grande espectro de

valores (DA SILVEIRA *et al.*, 2000; LIMA *et al.*, 2016; SCHMID e MAJUMDER, 2018), devido principalmente a aplicação de diferentes metodologias de cálculo (Tabela 1 de DA SILVEIRA *et al.*, 2000 e Figura 1 de SCHMID e MAJUMDER, 2018). Isso ficou claro através da análise dos transportes de volume, entre 22°S e 23°S, para alguns estudos recentes, como: PEREIRA *et al.* (2013) que obtiveram $-5,27 \pm 1,58$ Sv, ROCHA *et al.* (2014) que obtiveram 4,87 Sv, PEREIRA *et al.* (2014) que obtiveram 2,99 Sv, LIMA *et al.* (2016) que através de diferentes métodos obtiveram $-2,0 \pm 4,2$ Sv, $-7,6 \pm 4,3$ Sv e $-2,9 \pm 3,6$ Sv e TOSTE *et al.* (2017) que obtiveram $-4,76 \pm 3,51$ Sv e $-4,48 \pm 2,62$. Dessa forma constata-se a coerência dos resultados calculados para o EXP_{CFSR} e EXP_{ERA-I} .

Porém, mesmo que as estimativas médias de transporte de volume da CB sejam coerentes à literatura, sua variação ao longo do ano não apresentou o padrão climatológico esperado, ou seja, de máximos fluxos no verão e mínimos no inverno (e.g. DA SILVEIRA, 2007; PEREIRA *et al.*, 2013, 2014; RODRIGUES *et al.*, 2007; SCHMID e MAJUMDER, 2018; TOSTE *et al.*, 2017). RODRIGUES *et al.* (2007) e TOSTE *et al.* (2017) demonstraram que o transporte de volume da CB responde ao posicionamento da bifurcação da CSE, aumentando (diminuindo) quanto mais ao norte (sul) essa feição estiver. A bifurcação da CSE, por sua vez, é a resposta do balanço das influências local e remota da circulação atmosférica em toda a bacia oceânica do Atlântico Sul, em especial, do ROT (RODRIGUES *et al.*, 2007). Assim, analisar nos experimentos hidrodinâmicos a variabilidade dessa feição que dá origem a CB seria um dos caminhos para entender a sua sazonalidade fora do esperado. Entretanto, assim como TOSTE *et al.* (2017) em sua grade que tinha 12°S como posição mais ao norte, não foi possível avaliar a bifurcação da CSE em superfície, visto que a área do presente estudo estendeu-se até 15°S, latitude entre sua máxima e mínima posições anuais (AMORIM *et al.*, 2012; PEREIRA *et al.*, 2014; RODRIGUES *et al.*, 2007; TOSTE *et al.*, 2017).

Como a bifurcação da CSE se encontra mais ao norte (sul) em períodos de maiores (menores) ROT, buscou-se avaliá-lo para que de forma indireta fosse possível associar a posição da CSE ao transporte de volume da CB (RODRIGUES *et al.*, 2007). Entretanto, de acordo com os resultados de RODRIGUES *et al.* (2007), a região modelada não contempla as áreas do Atlântico Sul de maior domínio sobre a latitude da bifurcação, que são próximo a costa da África e na costa no nordeste do Brasil, logo os forçantes atmosféricos aplicados na área desse estudo não se correlacionariam da forma esperada ao fluxo da CB, como pode ser visto na Figura 30a. Contudo, ao avaliar como a diferença de transporte de volume entre os experimentos e a diferença do ROT entre as reanálises variavam ao longo do tempo, foi possível capturar uma grande correlação entre elas (Figura 30b), indicando que, nesse caso, mesmo o CFSR e o ERAI não sendo os definidores da posição da bi-

furcação, eles influenciam, parcialmente, o transporte de volume da CB. Com isso, sugere-se que pela grade utilizada nos experimentos hidrodinâmicos só contemplar parte do Atlântico Sul, esse balanço entre influências atmosféricas local e remota sobre a CB foi afetado, não permitindo o completo entendimento da relação entre o CFSR e o ERAI com essa corrente de borda oeste.

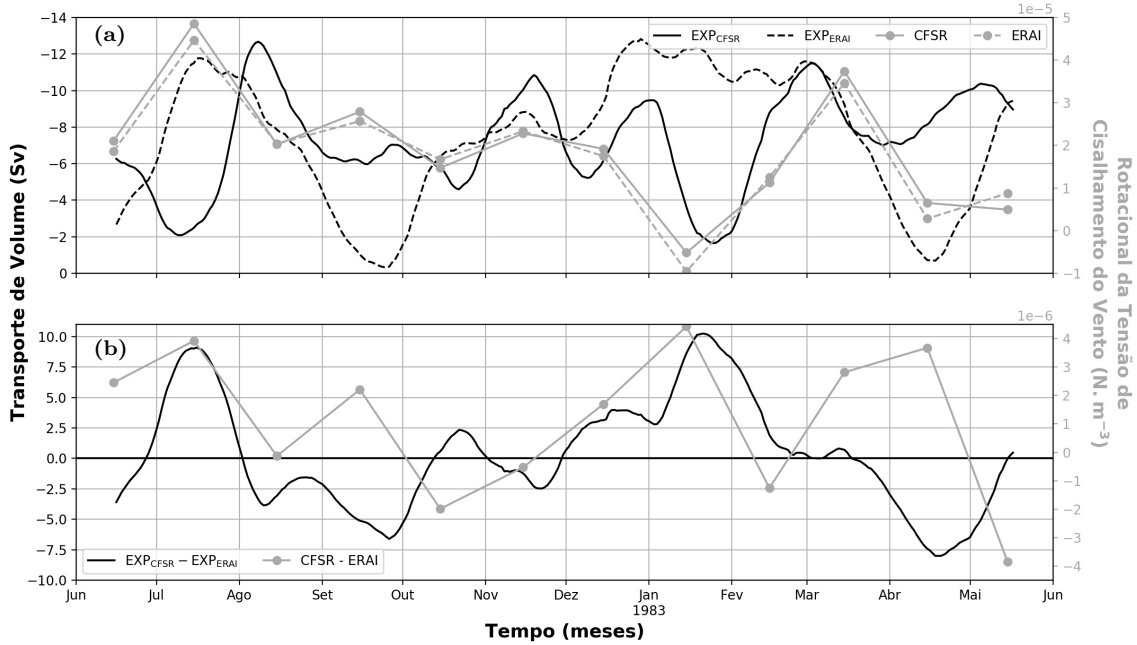


Figura 30: Média móvel de 30 dias do transporte de volume da CB, em 22°S, para o EXP_{CFSR} (linha cheia preta) e o EXP_{ERA1} (linha tracejada preta) e médias mensais do somatório do rotacional da tensão de cisalhamento do vento em toda área de estudo para o CFSR (linha sólida cinza) e ERAI (linha tracejada cinza) (a). Diferença entre os transportes de volume da CB do painel superior (linha cheia preta) e diferença entre os somatórios dos rotacionais da tensão de cisalhamento do vento do painel superior (linha cheia cinza) (b).

Destaque-se que TOSTE *et al.* (2017) observaram as correlações esperadas entre o ROT e o transporte de volume da CB para uma grade similar a aplicada nesse estudo, pois essa foi aninhada a uma grade de maior abrangência do Atlântico Sul e as duas foram forçadas em superfície pelo mesmo produto atmosférico, permitindo a completa captura do forçamento local e remoto sobre a circulação oceânica de larga escala.

De acordo com todo o exposto anteriormente, ficou nítida a perda de parte do entendimento das consequências na caracterização da CB do forçamento de um modelo hidrodinâmico pelo CFSR e pelo ERAI para a margem continental leste/sudeste brasileira. Entretanto, sugere-se que essa feição oceanográfica de larga escala não seria sub ou superestimada de maneira constante de acordo com o forçante atmosférico escolhido, mas sim haveria uma variação entre o experimento que a representaria de forma mais energética ao longo do tempo. Isso é corroborado, pois, de acordo com

a Figura 19h, o somatório para a área de estudo do ROT apresenta diferenças positivas e negativas ao longo de 31 anos, demonstrando que as reanálises se alternam na maior energia desse parâmetro, não havendo assim a capacidade de diferenciar sistematicamente a caracterização da CB.

Todavia, destaque-se que essa é somente uma das implicações na caracterização do estado dos oceanos da utilização de diferentes forçantes atmosféricos, havendo ainda um grande leque de consequências a serem avaliadas, em especial no Atlântico Sul, dentre as quais poderiam ser citadas o impacto sobre a modelagem de dispersão óleo, sobre a modelagem de ondas e na avaliação de potenciais áreas de aproveitamento de energias renováveis marinhas.

Capítulo 8

Conclusões

Na presente dissertação foram realizadas simulações numéricas da hidrodinâmica da margem continental leste/sudeste brasileira através de dois experimentos forçados na superfície por diferentes reanálises atmosféricas globais, com o objetivo de avaliar a influência sobre a hidrodinâmica superficial e a estrutura vertical da CB em 22°S. Para essa modelagem foi utilizado o ROMS e como seus forçantes atmosféricos as reanálises CFSR e ERAI. A representatividade dos resultados atmosféricos para a área de estudo foi avaliada através da comparação da EC e ROT na superfície do mar com dados do sensor remoto ASCAT. Os resultados hidrodinâmicos de elevação da superfície do mar, velocidade das correntes em superfície, velocidade meridional na seção zonal de 22°S e o correspondente transporte de volume da CB foram comparados a informações presentes na literatura.

Quando as reanálises foram comparadas entre si, ficou nítida a maior energia existente no CFSR em relação ao ERAI, assim como observado por STOPA e CHEUNG (2014) e LAVIDAS *et al.* (2017). Esse padrão foi percebido nas análises espaciais e temporais, com a maior parte da área de estudo sendo representada por diferenças positivas de EC e ROT, exceto algumas regiões costeiras. Sugeriu-se então que tanto a maior energia existente no CFSR, como as áreas litorâneas com diferença negativa eram consequência das diferentes resoluções espaciais dos produtos. A primeira estaria associada à maior capacidade do CFSR em representar os fenômenos meteorológicos, em especial os de menor escala, visto que por serem espacialmente menos amostrados pelo ERAI tenderiam a ser subestimados. A segunda consequência estaria associada à melhor caracterização da linha de costa pelo CFSR (CARVALHO *et al.*, 2014b). Assim, áreas definidas como continente em sua grade poderiam ser tratadas como oceano no ERAI, o que impactaria diretamente na rugosidade da superfície do modelo, dissipando energia dos ventos sobre o continente e assim causando as diferenças negativas.

As avaliações temporais entre as reanálises demonstraram maior EC no CFSR durante todo o período analisado, enquanto para o ROT houve maior equilíbrio entre diferenças positivas e negativas. Entretanto, essas discrepâncias diminuiram com o passar dos anos, em especial, na última década, passando de 13% a 5% para a EC e de 12% a 7% no ROT. Essa diminuição provavelmente estaria associada a maior

disponibilidade de observações no hemisfério sul e, conseqüentemente, na área de estudo, o que permitiria a melhor caracterização do estado da atmosfera por ambos os produtos, dando menor relevância às diferenças entre os sistemas de assimilação.

As reanálises atmosféricas apresentaram satisfatórios resultados de correlação e erro aos dados remotos de EC e ROT, havendo porém a superestimativa do primeiro parâmetro por parte do CFSR, em 8%, e do ERAI, em 2%. Entretanto esse processo tende, em parte, a estar associado ao dado obtido pelos escaterômetros, sensor como o ASCAT, pois eles não obtêm a velocidade do vento propriamente dita, variável presente nos modelos, mas sim a velocidade efetiva do vento, ou seja, a diferença entre a velocidade superficial do oceano e a velocidade do vento logo acima (PLAGGE *et al.*, 2012; ZHAI e GREATBATCH, 2007).

Mesmo as duas reanálises apresentando satisfatória correlação aos dados do ASCAT, o ERAI foi o que apresentou os melhores resultados. Sugere-se que, entre outros fatores, o mais avançado método de assimilação de dados aplicado, o 4D-VAR, tenha sido preponderante, assim como proposto em outros estudos (HODGES *et al.*, 2011; TABATA *et al.*, 2011). A utilização desse método provavelmente compensou a menor disponibilidade de dados para o Atlântico Sul, enquanto para o CFSR, o NCEP aplicou o método 3D-VAR e priorizou a evolução dessa reanálise em relação a sua antecessora através da melhora de suas resoluções espacial e temporal (KALNAY *et al.*, 1996; KANAMITSU *et al.*, 2002; SAHA *et al.*, 2010), porém ao degradá-las para que as comparações desse estudo fossem possíveis, o CFSR foi afetado negativamente.

Diversos outros estudos já fizeram comparações entre essas duas reanálises atmosféricas para diferentes regiões do globo, variáveis e objetivos. Através dessa literatura, foi possível perceber que de modo geral o CFSR apresentou vantagem ao ser utilizado em estudos que valorizavam suas maiores resoluções espacial e temporal, como na comparação de seus resultados a dados pontuais, como boias meteorológicas e estações meteorológicas, ou em estudos de circulações locais. Já o ERAI se destacou em análises que as resoluções não eram questões centrais, por exemplo, quando aplicado como condição inicial e de contorno de modelos numéricos e comparado a dados de satélite. Adicionalmente, recentes estudos de modelagem de ondas (AKPINAR e PONCE DE LEÓN, 2016; LAVIDAS *et al.*, 2017; STOPA e CHEUNG, 2014; VAN VLEDDER e AKPINAR, 2015) observaram que o CFSR tende a superestimar os ventos em superfície, possui maior variabilidade e caracteriza melhor eventos extremos, enquanto o ERAI, de modo geral, se ajusta melhor aos dados, possui menor variabilidade e maior consistência temporal.

Os resultados dos experimentos hidrodinâmicos representaram adequadamente as características de elevação da superfície do mar e correntes superficiais da margem continental leste/sudeste brasileira para o período analisado. Da mesma

forma, a estrutura vertical de velocidade meridional nos primeiros 600 m da coluna d'água em 22°S teve grande correlação a valores já descritos para a região, demonstrando assim a validade das simulações entre junho de 1982 e maio de 1983.

Comparativamente, os experimentos EXP_{CFSR} e EXP_{ERA-I} apresentaram pequenas diferenças nos campos superficiais. A estrutura vertical da CB em 22°S, por sua vez, foi ligeiramente mais energética no primeiro, demonstrando, em média, velocidade máxima mais intensa em seu núcleo e atingindo maiores profundidades, sendo $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ e 300 m para o EXP_{CFSR} e $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ e 250 m para o EXP_{ERA-I} . Sazonalmente esse padrão se repetiu, porém os experimentos demonstraram variações fora de fase. Por sua vez, o EXP_{ERA-I} retratou a CB em posição mais *offshore* que o EXP_{CFSR} , tanto que o transporte de volume entre 40,5°W e 39,5°W foi 23,2% maior no EXP_{CFSR} , 12,7% maior considerando 39,3°W como limite externo e com valores médios iguais até 39°W, sendo $-7,2 \text{ Sv} \pm 2,6 \text{ Sv}$ para o EXP_{CFSR} e $-7,2 \pm 3,7 \text{ Sv}$ para o EXP_{ERA-I} .

Como observado nas análises sazonais, as séries temporais de transporte de volume da CB para os dois experimentos oscilaram fora de fase e além disso não apresentaram o padrão climatológico esperado, ou seja, maiores fluxos no verão e menores no inverno. RODRIGUES *et al.* (2007) e TOSTE *et al.* (2017) demonstraram que o transporte de volume da CB responde ao posicionamento da bifurcação da CSE, aumentando (diminuindo) quanto mais ao norte (sul) essa feição estiver. Entretanto, não foi possível avaliar essa feição em superfície, visto que a área de estudo se estendeu até 15°S, latitude entre sua máxima e mínima posições anuais (AMORIM *et al.*, 2012; PEREIRA *et al.*, 2014; RODRIGUES *et al.*, 2007; TOSTE *et al.*, 2017).

Entretanto, como a bifurcação da CSE em superfície é basicamente controlada pelo ROT, buscou-se avaliá-lo para que de forma indireta fosse possível associar o transporte de volume da CB à CSE. Porém, como observado na Figura 30a, estas variáveis não apresentaram consistentes correlações. Contudo, ao avaliar como a diferença de transporte de volume entre os experimentos e a diferença do ROT entre as reanálises variavam ao longo do tempo, foi possível capturar uma grande correlação entre elas (Figura 30b), indicando que, nesse caso, mesmo o CFSR e o ERAI não sendo os definidores da posição da bifurcação pela restrita área de modelagem, eles influenciam, parcialmente, o transporte de volume da CB. Com isso, sugere-se que pela grade utilizada nos experimentos hidrodinâmicos só contemplar parte do Atlântico Sul, esse balanço entre influências atmosféricas local e remota sobre a CB foi afetado, não permitindo o completo entendimento da relação entre o CFSR e o ERAI com essa corrente de borda oeste.

Destaque-se que TOSTE *et al.* (2017) observaram as correlações esperadas entre o ROT e o transporte de volume da CB para uma grade similar a aplicada nesse

estudo, pois essa foi aninhada a uma grade de maior abrangência do Atlântico Sul e as duas foram forçadas em superfície pelo mesmo produto atmosférico, permitindo a completa captura do forçamento local e remoto sobre a circulação oceânica de larga escala.

De acordo com todo o exposto, ficou nítida a perda de parte do entendimento das consequências na caracterização da CB do forçamento de um modelo hidrodinâmico pelo CFSR e pelo ERAI para a margem continental leste/sudeste brasileira. Entretanto, sugere-se que essa feição oceanográfica de larga escala não seria sub ou superestimada de maneira constante de acordo com o forçante atmosférico escolhido, mas sim haveria uma variação entre o experimento que a representaria de forma mais energética ao longo do tempo. Isso é corroborado, pois, de acordo com a Figura 19h, o somatório para a área de estudo do ROT apresenta diferenças positivas e negativas ao longo de 31 anos, demonstrando que as reanálises se alternam na maior energia desse parâmetro, não havendo assim a capacidade de diferenciar sistematicamente a caracterização da CB.

Todavia, destaque-se que essa é somente uma das implicações na caracterização do estado dos oceanos da utilização de diferentes forçantes atmosféricos, havendo ainda um grande leque de consequências a serem avaliadas, em especial no Atlântico Sul, dentre as quais poderiam ser citadas o impacto sobre a modelagem de dispersão óleo, sobre a modelagem de ondas e na avaliação de potenciais áreas de aproveitamento de energias renováveis marinhas.

Referências Bibliográficas

- AKPINAR, A., PONCE DE LEÓN, S., 2016, “An assessment of the wind re-analyses in the modelling of an extreme sea state in the Black Sea”, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 73, pp. 61–75. ISSN: 03770265. doi: 10.1016/j.dynatmoce.2015.12.002.
- ALVAREZ, I., GOMEZ-GESTEIRA, M., DECASTRO, M., et al., 2014, “Comparison of different wind products and buoy wind data with seasonality and interannual climate variability in the southern Bay of Biscay (2000-2009)”, *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 106, pp. 38–48. ISSN: 09670645. doi: 10.1016/j.dsr2.2013.09.028.
- AMANTE, C., EAKINS, B., 2009, *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*. Relatório Técnico NESDIS NGDC-24, NOAA, Colorado, p. 19. Disponível em: <<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>>.
- AMORIM, F. N., CIRANO, M., SOARES, I. D., et al., 2012, “The influence of large-scale circulation, transient and local processes on the seasonal circulation of the Eastern Brazilian Shelf, 13°S”, *Continental Shelf Research*, v. 32, pp. 47–61. ISSN: 02784343. doi: 10.1016/j.csr.2011.10.011.
- ANP, 2017, *Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural*. Relatório técnico, p. 32. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/images/publicacoes/boletins-anp/Boletim_Mensal-Producao_Petroleo_Gas_Natural/Boletim-Producao_marco-2017.pdf>.
- ANTAQ, 2016, *Desempenho do Setor Aquaviário 2016: Oportunidades e melhorias portuárias*. Relatório técnico, São Paulo, p. 41. Disponível em: <<http://antaq.gov.br/Portal/PDF/anuarios/ApresentacaoAnuario2016.pdf>>.
- ARRUDA, W. Z., CAMPOS, E. J. D., ZHARKOV, V., et al., 2013, “Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy”, *Continental Shelf Research*, v. 70, pp. 61–73. ISSN: 02784343. doi: 10.1016/j.csr.2013.05.004.
- ASSAD, L. P. D. F., TORRES JR., A. R., CANDELLA, R. N., et al., 2010, “Brasil-Malvinas Confluence upper ocean temperature anomalies induced by an

- ENSO wind forcing”, *Ciencias Marinas*, v. 36, n. 3, pp. 267–284. ISSN: 01853880.
- BELL, M. J., LEFÈVRE, M., LE TRAON, P.-Y., et al., 2009, “GODAE: The Global Ocean Data Assimilation Experiment”, *Oceanography*, v. 22, n. 3, pp. 14–21. ISSN: 10428275. doi: 10.5670/oceanog.2009.62.
- BELL, M. J., SCHILLER, A., LE TRAON, P.-Y., et al., 2015, “An introduction to GODAE OceanView”, *Journal of Operational Oceanography*, v. 8, n. sup1, pp. s2–s11. ISSN: 1755-876X. doi: 10.1080/1755876X.2015.1022041.
- BENGTSSON, L., ARKIN, P., BERRISFORD, P., et al., 2007, “The need for a dynamical climate reanalysis”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 88, n. 4, pp. 495–501. ISSN: 00030007. doi: 10.1175/BAMS-88-4-495.
- BÖCK, C. S., ASSAD, L. P. D. F., LANDAU, L., 2015, “Variabilidade Do Sistema Corrente do Brasil associada aos cenários de mudanças climáticas A1FI E B1”, *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, v. 19, n. 3, pp. 18–29.
- BROMWICH, D. H., NICOLAS, J. P., MONAGHAN, A. J., 2011, “An Assessment of precipitation changes over antarctica and the southern ocean since 1989 in contemporary global reanalyses”, *Journal of Climate*, v. 24, n. 16, pp. 4189–4209. ISSN: 08948755. doi: 10.1175/2011JCLI4074.1.
- BUIZZA, R., 2018, *ERA-CLIM2 Final Publishable Report*. Relatório Técnico February, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, p. 30. Disponível em: <https://drive.google.com/file/d/1SX1Ckxaz8uGkhHZ43cbxEh0_pwUNQsBJ/view>.
- BUIZZA, R., BRÖNNIMANN, S., HAIMBERGER, L., et al., 2018, “The EU-FP7 ERA-CLIM2 project contribution to advancing science and production of Earth-system climate reanalyses”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. May, pp. 1003–1014. ISSN: 0003-0007. doi: 10.1175/BAMS-D-17-0199.1.
- CALADO, L., DA SILVEIRA, I. C. A., GANGOPADHYAY, A., et al., 2010, “Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil)”, *Continental Shelf Research*, v. 30, n. 10-11, pp. 1181–1188. ISSN: 02784343. doi: 10.1016/j.csr.2010.03.007.

- CAMPOS, P. C., MÖLLER, O. O., PIOLA, A. R., et al., 2013, “Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil)”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 118, n. 3, pp. 1420–1433. ISSN: 21699291. doi: 10.1002/jgrc.20131.
- CARVALHO, D., ROCHA, A., GÓMEZ-GESTEIRA, M., 2012, “Ocean surface wind simulation forced by different reanalyses: Comparison with observed data along the Iberian Peninsula coast”, *Ocean Modelling*, v. 56, pp. 31–42. ISSN: 14635003. doi: 10.1016/j.ocemod.2012.08.002.
- CARVALHO, D., ROCHA, A., GÓMEZ-GESTEIRA, M., et al., 2014a, “WRF wind simulation and wind energy production estimates forced by different reanalyses: Comparison with observed data for Portugal”, *Applied Energy*, v. 117, pp. 116–126. ISSN: 03062619. doi: 10.1016/j.apenergy.2013.12.001.
- CARVALHO, D., ROCHA, A., GÓMEZ-GESTEIRA, M., et al., 2014b, “Comparison of reanalyzed, analyzed, satellite-retrieved and NWP modelled winds with buoy data along the Iberian Peninsula coast”, *Remote Sensing of Environment*, v. 152, pp. 480–492. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.07.017>.
- CASTELAO, R. M., BARTH, J. A., 2006, “Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl”, *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 3, pp. 2–5. ISSN: 00948276. doi: 10.1029/2005GL025182.
- CASTRO, B. M., MIRANDA, L. B., 1998, “Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S”. In: Robinson, A. R., Brink, K. H. (Eds.), *The Global Coastal Ocean - Regional Studies and Syntheses*, Harvard University Press, cap. 8, Cambridge, UK.
- CAVALCANTI, I. F. D. A., KOUSKY, V. E., 2009, “Frentes Frias sobre o Brasil”. In: Cavalcanti, I. F. d. A., Ferreira, N. J., Justi da Silva, M. G. A., et al. (Eds.), *Tempo e Clima no Brasil*, 1 ed., Oficina de Textos, cap. 9, pp. 135–148, São Paulo. ISBN: 978-85-86238-92-5.
- CHAUDHURI, A. H., PONTE, R. M., FORGET, G., et al., 2013, “A comparison of atmospheric reanalysis surface products over the ocean and implications for uncertainties in air-sea boundary forcing”, *Journal of Climate*, v. 26, n. 1, pp. 153–170. ISSN: 08948755. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00090.1.
- CHAUDHURI, A. H., PONTE, R. M., FORGET, G., 2016, “Impact of uncertainties in atmospheric boundary conditions on ocean model solu-

- tions”, *Ocean Modelling*, v. 100, pp. 96–108. ISSN: 14635003. doi: 10.1016/j.ocemod.2016.02.003.
- CLARKE, A., CHURCH, J., GOULD, J., 2001, “Ocean Processes and Climate Phenomena”. In: Siedler, G., Church, J., Gould, J. (Eds.), *Ocean Circulation and Climate - Observing and Modelling the Global Ocean*, Academic Press, cap. 1.2, p. 737. ISBN: 0126413517.
- COMBES, V., MATANO, R. P., 2014, “Trends in the Brazil/Malvinas Confluence region”, *Geophysical Research Letters*, v. 41, n. 24, pp. 8971–8977. ISSN: 19448007. doi: 10.1002/2014GL062523.
- COMET, 2007. “Introduction to Ocean Models”. Disponível em: <http://stream1.cmatc.cn/pub/comet/MarineMeteorologyOceans/ocean_models/comet/oceans/ocean_models/print.htm#s6>.
- COMPO, G. P., WHITAKER, J. S., SARDESHMUKH, P. D., et al., 2011, “The Twentieth Century Reanalysis Project”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 137, n. 654, pp. 1–28. ISSN: 00359009. doi: 10.1002/qj.776.
- COMPO, G. P., WHITAKER, J. S., SARDESHMUKH, P. D., 2008, “The 20th Century Reanalysis Project”. In: *Third WRCP International Conference on Reanalysis*, pp. 1–5. Disponível em: <http://wcrp.ipsl.jussieu.fr/Workshops/Reanalysis2008/Documents/V5-511_ea.pdf>.
- COUTO, P. P., 2016, *O Efeito do Relaxamento dos Ventos sobre a Ressurgência Costeira ao longo da costa do Estado do Rio de Janeiro*. Dissertação de mestrado, Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 103.
- DA SILVEIRA, I. C. A., 2007, *O sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. Tese de livre docência, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, p. 181.
- DA SILVEIRA, I. C. A., MIRANDA, L. B., BROWN, W. S., 1994, “On the origins of the North Brazil Current”, *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. 94, pp. 22501. ISSN: 0148-0227. doi: 10.1029/94JC01776.
- DA SILVEIRA, I. C. A., SCHMIDT, A. C. K., CAMPOS, E. J. D., et al., 2000, “A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira”, *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 48, n. 2, pp. 171–183.

- DA SILVEIRA, I. C. A., CALADO, L., CASTRO, B. M., et al., 2004, “On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22°-3°S”, *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 14, pp. 1–5. ISSN: 00948276. doi: 10.1029/2004GL020036.
- DE CAMARGO, R., TODESCO, E., PEZZI, L. P., et al., 2013, “Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region”, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 118, n. 12, pp. 6266–6280. ISSN: 21698996. doi: 10.1002/jgrd.50492.
- DECKER, M., BRUNKE, M. A., WANG, Z., et al., 2012, “Evaluation of the reanalysis products from GSFC, NCEP, and ECMWF using flux tower observations”, *Journal of Climate*, v. 25, n. 6, pp. 1916–1944. ISSN: 08948755. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00004.1.
- DEE, D. P., 2014, *Final publishable summary report for ERA-CLIM*. Relatório técnico, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, p. 29. Disponível em: <<https://cordis.europa.eu/docs/results/265229/final1-fr-20140228.pdf>>.
- DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., et al., 2011, “The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 137, n. 656, pp. 553–597. ISSN: 00359009. doi: 10.1002/qj.828.
- DEE, D. P., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., et al., 2014, “Toward a consistent reanalysis of the climate system”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 95, n. 8, pp. 1235–1248. ISSN: 00030007. doi: 10.1175/BAMS-D-13-00043.1.
- DEGOLA, T. S. D., 2013, *Impactos e variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros*. Dissertação de mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, p. 92.
- DEXTER, P., SUMMERHAYES, C., 2010, “Ocean Observations - the Global Ocean Observing System (GOOS)”. In: Pugh, D., Holland, G. (Eds.), *Troubled Waters: Ocean Science and Governance*, Cambridge University Press, cap. 11, pp. 161–178, Cambridge, UK. ISBN: 9780521765817.
- EKMAN, V. W., 1905, “On the Influence of the Earth’s Rotation on Ocean-Currents”, *Arkiv för Matematik, Astronomi Och Fysik*, v. 2, n. 11, pp. 1 – 52.

- ESCOFFIER, C., PROVOST, C., 1998, “Surface forcing over the south west Atlantic according to NCEP and ECMWF reanalyses over the period 1979-1990”, *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 23, n. 5-6, pp. 537–542. ISSN: 00791946. doi: 10.1016/S0079-1946(98)00067-6.
- FIGA-SALDAÑA, J., WILSON, J. J. W., ATTEMA, E., et al., 2002, “The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers”, *Canadian Journal of Remote Sensing*, v. 28, n. 3, pp. 404–412. ISSN: 17127971. doi: 10.5589/m02-035.
- FLEMMING, N. C., 2002, “Strategic planning for Operational Oceanography”. In: Pinardi, N., Woods, J. (Eds.), *Ocean Forecasting: Conceptual Basis and Applications*, Springer, cap. 1, pp. 1–18, New York. ISBN: 978-3-642-08754-7. doi: 10.1007/978-3-662-22648-3.
- FRAGOSO, M. D. R., CARVALHO, G. V., SOARES, F. L. M., et al., 2016, “A 4D-variational ocean data assimilation application for Santos Basin, Brazil”, *Ocean Dynamics*, v. 66, n. 3, pp. 419–434. ISSN: 16167228. doi: 10.1007/s10236-016-0931-5.
- FUJIWARA, M., WRIGHT, J. S., MANNEY, G. L., et al., 2017, “Introduction to the SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) and overview of the reanalysis systems”, *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 17, n. 2, pp. 1417–1452. ISSN: 16807324. doi: 10.5194/acp-17-1417-2017.
- GELARO, R., MCCARTY, W., SUÁREZ, M. J., et al., 2017, “The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2)”, *Journal of Climate*, v. 30, n. 14, pp. 5419–5454. ISSN: 08948755. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
- GIBSON, J. K., KALLBERG, P., UPPALA, S., et al., 1999, *ECMWF Re-Analysis Project*. Relatório técnico, p. 89.
- GOVST, 2012, *Work Plan GODAE OceanView Science Team 2009 – 2013*. Relatório técnico, GODAE Ocean View Science Team, p. 121. Disponível em: <<https://www.godae-oceanview.org/documents/q/category/general-documents/strategic-documents/>>.
- GOVST, 2014, *Strategic Plan 2015-2020*. Relatório técnico, GODAE Ocean View Science Team, p. 54. Disponível em: <<https://www.godae-oceanview.org/documents/q/category/general-documents/strategic-documents/>>.

- HARADA, Y., KAMAHORI, H., KOBAYASHI, C., et al., 2016, “The JRA-55 Reanalysis: Representation of Atmospheric Circulation and Climate Variability”, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 94, n. 3, pp. 269–302. ISSN: 0026-1165. doi: 10.2151/jmsj.2016-015.
- HEDSTRÖM, K. S., 2016, *Technical Manual for a Coupled Sea-Ice/Ocean Circulation Model (Version 4)*. Relatório técnico, U.S. Dept. of the Interior, Bureau of Ocean Energy Management, Alaska OCS Region, Alaska, p. 177. Disponível em: <https://www.boem.gov/uploadedFiles/BOEM/BOEM_Newsroom/Library/Publications/BOEM_2016-037.pdf>.
- HENNERMANN, K., BERRISFORD, P., 2018. “ERA5 data documentation”. Disponível em: <<https://software.ecmwf.int/wiki/display/CKB/ERA5+data+documentation#ERA5datadocumentation-HowtociteERA5>>.
- HODGES, K. I., LEE, R. W., BENGTSSON, L., 2011, “A comparison of extratropical cyclones in recent reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25”, *Journal of Climate*, v. 24, n. 18, pp. 4888–4906. ISSN: 08948755. doi: 10.1175/2011JCLI4097.1.
- IGST, 2000, *The Global Ocean Data Assimilation Experiment strategic plan*. Relatório técnico, International GODAE Steering Team.
- KAKO, S., OKURO, A., KUBOTA, M., 2017, “Effectiveness of Using Multisatellite Wind Speed Estimates to Construct Hourly Wind Speed Datasets with Diurnal Variations”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 34, n. 3, pp. 631–642. ISSN: 0739-0572. doi: 10.1175/JTECH-D-16-0179.1.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., et al., 1996, “The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, pp. 437–471.
- KANAMITSU, M., EBISUZAKI, W., WOOLLEN, J., et al., 2002, “NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R2)”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 83, n. 11, pp. 1631–1643. doi: 10.1175/BAMS-83-11.
- KNOPPERS, B., EKAU, W., FIGUEIREDO, A. G., 1999, “The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport”, *Geo-Marine Letters*, v. 19, n. 3, pp. 171–178. ISSN: 1432-1157. doi: 10.1007/s003670050106.
- KOBAYASHI, S., OTA, Y., HARADA, Y., et al., 2015, “The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics”, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 93, n. 1, pp. 1–10. ISSN: 0026-1165. doi: 10.2151/jmsj.1400001.

- rological Society of Japan*, v. 93, n. 1, pp. 5–48. ISSN: 0026-1165. doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- LALOYAUX, P., BALMASEDA, M., DEE, D., et al., 2016, “A coupled data assimilation system for climate reanalysis”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 142, n. 694, pp. 65–78. ISSN: 1477870X. doi: 10.1002/qj.2629.
- LAVIDAS, G., VENUGOPAL, V., FRIEDRICH, D., 2017, “Sensitivity of a numerical wave model on wind re-analysis datasets”, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 77, pp. 1–16. ISSN: 03770265. doi: 10.1016/j.dynatmoce.2016.10.007.
- LE TRAON, P.-Y., BELL, M. J., DOMBROWSKY, E., et al., 2009, *GODAE OceanView : from an experiment towards a long-term Ocean Analysis and Forecasting International Program*. Relatório técnico, International GODAE Steering Team, p. 12. Disponível em: <https://www.godae-oceanview.org/documents/q/category/general-documents/strategic-documents/>.
- LEGLER, D. M., FREELAND, H. J., LUMPKIN, R., et al., 2015, “The current status of the real-time in situ global ocean observing system for operational oceanography”, *Journal of Operational Oceanography*, v. 8, pp. s189–s200. ISSN: 17558778. doi: 10.1080/1755876X.2015.1049883.
- LIMA, J. A. M., MARTINS, R. P., TANAJURA, C. A. S., et al., 2013, “Design and implementation of the oceanographic modeling and observation network (REMO) for operational oceanography and ocean forecasting”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 31, n. 2, pp. 209–228. ISSN: 0102261X.
- LIMA, M. O., CIRANO, M., MATA, M. M., et al., 2016, “An assessment of the Brazil Current baroclinic structure and variability near 22° S in Distinct Ocean Forecasting and Analysis Systems”, *Ocean Dynamics*, v. 66, n. 6-7, pp. 893–916. ISSN: 16167228. doi: 10.1007/s10236-016-0959-6.
- LINDSTROM, E., 2018, “On the relationship between the global ocean observing system and the ocean observatories initiative”, *Oceanography*, v. 31, n. 1, pp. 38–41. ISSN: 10428275. doi: 10.5670/oceanog.2018.107.
- LIU, Y., KERKERING, H., WEISBERG, R. H., 2015, *Coastal Ocean Observing Systems*. Elsevier, p. 474. ISBN: 9780128020227.

- LUMPKIN, R., GARZOLI, S., 2011, “Interannual to decadal changes in the western South Atlantic’s surface circulation”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 116, n. C1, pp. 1–10. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/2010JC006285.
- MAMAYEV, O. I., 1975, *Temperature–Salinity Analysis of World Ocean Waters*. 1st ed. Amsterdam, Elsevier, p. 385. ISBN: 9780080870472.
- MANO, M. F., PAIVA, A. D. M., TORRES JR., A. R., et al., 2009, “Energy Flux to a Cyclonic Eddy off Cabo Frio, Brazil”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, n. 11, pp. 2999–3010. doi: 10.1175/2009JPO4026.1.
- MARCHESIELLO, P., MCWILLIAMS, J. C., SHCHEPETKIN, A. F., 2001, “Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models”, *Ocean Modelling*, v. 3, n. 1-2, pp. 1–20.
- MARTA-ALMEIDA, M., PEREIRA, J., CIRANO, M., 2011, “Development of a pilot Brazilian regional operational ocean forecast system, REMO-OOF”, *Journal of Operational Oceanography*, v. 4, n. 2, pp. 3–15. ISSN: 1755876X. doi: 10.1080/1755876X.2011.11020123.
- MAZZINI, P. L. F., BARTH, J. A., 2013, “A comparison of mechanisms generating vertical transport in the Brazilian coastal upwelling regions”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 118, n. 11, pp. 5977–5993. ISSN: 21699291. doi: 10.1002/2013JC008924.
- MCPHADEN, M. J., 2011, “The Global Tropical Moored Buoy Array”. In: *Proceedings of OceanObs’09: Ocean Information for Society*, n. 1, pp. 668–682, Venice. ISBN: 978-3-86987-200-1. doi: 10.5270/OceanObs09.cwp.61. Disponível em: <<http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/McPhaden-OceanObs09.cwp.61.pdf>>.
- MCPHADEN, M. J., BUSALACCHI, A. J., CHENEY, R., et al., 1998, “The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 103, n. C7, pp. 14169–14240. ISSN: 01480227. doi: 10.1029/97JC02906.
- MCPHADEN, M. J., BUSALACCHI, A. J., ANDERSON, D. L. T., 2010, “A TOGA retrospective”, *Oceanography*, v. 23, n. 3, pp. 86–103. doi: 10.5670/oceanog.2010.26.
- MET OFFICE, 2010, *The Beaufort Scale*. Relatório técnico, National Meteorological Library and Archive, Exeter, p. 22. Disponível

em: <https://www.metoffice.gov.uk/binaries/content/assets/mohippo/pdf/s/j/10_0425_factsheet_6_beaufort.pdf>.

- METZGER, E. J., 2003, “Upper ocean sensitivity to wind forcing in the South China Sea”, *Journal of Oceanography*, v. 59, n. 6, pp. 783–798. ISSN: 09168370. doi: 10.1023/B:JOCE.0000009570.41358.c5.
- MILL, G. N., DA COSTA, V. S., LIMA, N. D., et al., 2015, “Northward migration of Cape São Tomé rings, Brazil”, *Continental Shelf Research*, v. 106, pp. 27–37. ISSN: 18736955. doi: 10.1016/j.csr.2015.06.010.
- MILLIFF, R. F., MORZEL, J., CHELTON, D. B., et al., 2004, “Wind stress curl and wind stress divergence biases from rain effects on QSCAT surface wind retrievals”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 21, n. 8, pp. 1216–1231. ISSN: 07390572. doi: 10.1175/1520-0426(2004)021<1216:WSCAWS>2.0.CO;2.
- MYROMS, 2018, “Documentation portal”, Technical documentation, 3. Disponível em: <www.myroms.org/wiki>.
- ONOGI, K., TSUTSUI, J., KOIDE, H., et al., 2007, “The JRA-25 Reanalysis”, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 85, n. 3, pp. 369–432. ISSN: 0026-1165. doi: 10.2151/jmsj.85.369.
- PALMA, E. D., MATANO, R. P., 2009, “Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight”, *Continental Shelf Research*, v. 29, n. 11-12, pp. 1525–1534. ISSN: 02784343. doi: 10.1016/j.csr.2009.04.002.
- PALÓCZY, A., DA SILVEIRA, I. C. A., CASTRO, B. M., et al., 2014, “Coastal upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes”, *Continental Shelf Research*, v. 89, pp. 38–50. ISSN: 02784343. doi: 10.1016/j.csr.2013.09.005.
- PARKER, W. S., 2016, “Reanalyses and Observations: What’s the Difference?” *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 97, n. 9, pp. 1565–1572. ISSN: 0003-0007. doi: 10.1175/BAMS-D-14-00226.1.
- PEREIRA, J., CIRANO, M., MARTA-ALMEIDA, M., et al., 2013, “A regional study of the Brazilian shelf/slope circulation (13°–31°s) using climatological open boundaries”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 31, n. 2, pp. 289–305. ISSN: 0102261X.

- PEREIRA, J., GABIOUX, M., MARTA-ALMEIDA, M., et al., 2014, “The bifurcation of the Western Boundary Current System of the South Atlantic Ocean”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 32, pp. 241–257.
- PETERSON, R. G., STRAMMA, L., 1991, “Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean”, *Progress in Oceanography*, v. 26, n. 1, pp. 1–73. ISSN: 00796611. doi: 10.1016/0079-6611(91)90006-8.
- PINARDI, N., WOODS, J., 2002, *Ocean Forecasting: conceptual basis and applications*. New York, Springer, p. 495. ISBN: 978-3-642-08754-7. doi: 10.1007/978-3-662-22648-3.
- PLAGGE, A. M., VANDEMARK, D., CHAPRON, B., 2012, “Examining the impact of surface currents on satellite scatterometer and altimeter ocean winds”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 29, n. 12, pp. 1776–1793. doi: 10.1175/JTECH-D-12-00017.1.
- PLOSHAY, J. J., STERN, W. F., MIYAKODA, K., 1992, “FGGE Reanalysis at GFDL”, *Monthly Weather Review*, v. 120, n. 9, pp. 2083–2108. ISSN: 00270644. doi: 10.1175/1520-0493(1992)120<2083:FRAG>2.0.CO;2.
- POLI, P., 2011, “Data Assimilation for Atmospheric Reanalysis”. In: *ECMWF Seminar on Data assimilation for atmosphere and ocean*, n. September, pp. 231–248. Disponível em: <<https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2012/11694-data-assimilation-atmospheric-reanalysis.pdf>>.
- POLI, P., HERBACH, H., DEE, D. P., et al., 2016, “ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century”, *Journal of Climate*, v. 29, n. 11, pp. 4083–4097. ISSN: 08948755. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0556.1.
- PONTES, G. M., GUPTA, A. S., TASCHETTO, A. S., 2016, “Projected changes to South Atlantic boundary currents and confluence region in the CMIP5 models: the role of wind and deep ocean changes”, *Environmental Research Letters*, v. 11, n. 9, pp. 1–10. doi: 10.1088/1748-9326/11/9/094013.
- RIENECKER, M. M., DEE, D. P., WOOLLEN, J., et al., 2010, *Atmospheric Reanalyses—Recent Progress and Prospects for the Future*. Relatório Técnico April, NASA, p. 45.
- RIENECKER, M. M., SUAREZ, M. J., GELARO, R., et al., 2011, “MERRA: NASA’s modern-era retrospective analysis for research and applications”, *Journal of Climate*, v. 24, n. 14, pp. 3624–3648. ISSN: 08948755. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00015.1.

- RISIEN, C. M., CHELTON, D. B., 2008, “A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 38, n. 11, pp. 2379–2413. ISSN: 0022-3670. doi: 10.1175/2008JPO3881.1.
- ROCHA, C. B., DA SILVEIRA, I. C. A., CASTRO, B. M., et al., 2014, “Vertical structure, energetics, and dynamics of the Brazil Current System at 22°S–28°S”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 119, n. 1, pp. 52–69. ISSN: 21699291. doi: 10.1002/2013JC009143.
- RODRIGUES, R. R., LORENZZETTI, J. A., 2001, “A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling”, *Continental Shelf Research*, v. 21, n. 4, pp. 371–394. ISSN: 02784343. doi: 10.1016/S0278-4343(00)00094-7.
- RODRIGUES, R. R., ROTHSTEIN, L. M., WIMBUSH, M., 2007, “Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, n. 1, pp. 16–30. ISSN: 0022-3670. doi: 10.1175/JPO2983.1.
- ROEMMICH, D., BOEBEL, O., FREELAND, H. J., et al., 1998, *On the design and implementation of Argo: A global array of profiling floats*. Relatório técnico, p. 35. Disponível em: <<http://www.argo.ucsd.edu/argo-design.pdf>>.
- ROQUET, F., WUNSCH, C., MADEC, G., 2011, “On the Patterns of Wind-Power Input to the Ocean Circulation”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 41, n. 12, pp. 2328–2342. ISSN: 0022-3670. doi: 10.1175/JPO-D-11-024.1.
- SAHA, S., MOORTHY, S., PAN, H. L., et al., 2010, “The NCEP climate forecast system reanalysis”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 91, n. 8, pp. 1015–1057. ISSN: 00030007. doi: 10.1175/2010BAMS3001.1.
- SAHA, S., MOORTHY, S., WU, X., et al., 2014, “The NCEP climate forecast system version 2”, *Journal of Climate*, v. 27, n. 6, pp. 2185–2208. ISSN: 08948755. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00823.1.
- SANTOS, F. A., OLIVEIRA, A. L. S. C., SOARES, F. L. M., et al., 2015, “Projeto Azul: Operational Oceanography in an Active Oil and Gas Area Southeastern Brazil”. In: Liu, Y., Kerker, H., Weisberg, R. H. (Eds.), *Costal Ocean Observing Systems*, Elsevier, cap. 7, pp. 99–118.
- SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A., SILVA DIAS, P. L., 1998, “South America”, *Meteorological Monographs*, v. 27, n. 49, pp. 119–139.

- SCHILLER, A., 2011, “Ocean forecasting in the 21st century: From the early days to tomorrow’s challenges”. In: Schiller, A., Brassington, G. B. (Eds.), *Operational Oceanography in the 21st Century*, Springer, cap. 1, pp. 3–26. ISBN: 9788578110796. doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.
- SCHILLER, A., BRASSINGTON, G. B., 2011, *Operational Oceanography in the 21st Century*. Springer, p. 740. ISBN: 9788578110796. doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.
- SCHMID, C., MAJUMDER, S., 2018, “Transport variability of the Brazil Current from observations and a data assimilation model”, *Ocean Science*, v. 14, n. 3, pp. 417–436. ISSN: 18120792. doi: 10.5194/os-14-417-2018.
- SCHNEIDER, D. P., DESER, C., FASULLO, J., et al., 2013, “Climate Data Guide Spurs Discovery and Understanding”, *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 94, n. 13, pp. 121–132. ISSN: 00368075. doi: 10.1126/science.1197869.
- SHCHEPETKIN, A. F., MCWILLIAMS, J. C., 2005, “The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model”, *Ocean Modelling*, v. 9, pp. 347–404.
- SOUTELINO, R. G., 2008, *A origem da Corrente do Brasil*. Dissertação, Universidade de São Paulo, p. 120.
- STOPA, J. E., CHEUNG, K. F., 2014, “Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF Reanalysis Interim and the NCEP Climate Forecast System Reanalysis”, *Ocean Modelling*, v. 75, pp. 65–83. ISSN: 14635003. doi: 10.1016/j.ocemod.2013.12.006.
- STRAMMA, L., ENGLAND, M., 1999, “On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C9, pp. 20863–20883. ISSN: 01480227. doi: 10.1029/1999JC900139.
- STÜKER, E., SCHUSTER, C. H., SCHUSTER, J. J., et al., 2016, “Comparação entre os dados de vento das Reanálises Meteorológicas ERA-Interim e CFSR com os dados das estações automáticas do Inmet no Rio Grande do Sul”, *Ciência e Natura*, v. 38, pp. 284. ISSN: 2179-460X. doi: 10.5902/2179460X20233.
- SVERDRUP, H. U., 1947, “Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific.” *Proceedings*

- of the National Academy of Sciences of the United States of America, v. 33, n. 11, pp. 318–326. ISSN: 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.33.11.318.
- TABATA, Y., HASHIGUCHI, H., YAMAMOTO, M. K., et al., 2011, “Lower tropospheric horizontal wind over Indonesia: A comparison of wind profiler network observations with global reanalyses”, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 73, n. 9, pp. 986–995. doi: 10.1016/j.jastp.2010.09.016.
- TOSTE, R., ASSAD, L. P. D. F., LANDAU, L., 2017, “Downscaling of the global HadGEM2-ES results to model the future and present-day ocean conditions of the southeastern Brazilian continental shelf”, *Climate Dynamics*, v. 0, n. 0, pp. 1–17. ISSN: 14320894. doi: 10.1007/s00382-017-3911-7.
- UPPALA, S. M., KÅLLBERG, P. W., SIMMONS, A. J., et al., 2005, “The ERA-40 re-analysis”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 131, n. 612, pp. 2961–3012. ISSN: 00359009. doi: 10.1256/qj.04.176.
- VAN VLEDDER, G. P., AKPINAR, A., 2015, “Wave model predictions in the Black Sea: Sensitivity to wind fields”, *Applied Ocean Research*, v. 53, pp. 161–178. ISSN: 01411187. doi: 10.1016/j.apor.2015.08.006.
- WCRP, 1986, *Scientific plan for the World Ocean Circulation Experiment*. Relatório técnico, World Meteorological Organization, p. 107. Disponível em: <<https://www.nodc.noaa.gov/woce/wdiu/wocedocs/sciplan/sciplan.pdf>>.
- WESSEL, P., SMITH, W. H. F., 1996, “A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database”, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 101, n. B4, pp. 8741–8743. ISSN: 0148-0227. doi: 10.1029/96JB00104.
- ZARON, E. D., 2011, “Introduction to ocean data assimilation”. In: Schiller, A., Brassington, G. B. (Eds.), *Operational Oceanography in the 21st Century*, Springer, cap. 13, pp. 319–350. ISBN: 9788578110796. doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.
- ZEMBA, J. C., 1991, *The structure and transport of the Brazil Current between 27°S and 36°S*. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology, p. 160.
- ZHAI, X., GREATBATCH, R. J., 2007, “Wind work in a model of the northwest Atlantic Ocean”, *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 4, pp. 1–4. ISSN: 00948276. doi: 10.1029/2006GL028907.

ZHAI, X., JOHNSON, H. L., MARSHALL, D. P., et al., 2012, “On the Wind Power Input to the Ocean General Circulation”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 42, n. 8, pp. 1357–1365. ISSN: 0022-3670. doi: 10.1175/JPO-D-12-09.1.

Apêndice A

What's the difference between GFS and FNL?

Texto extraído na íntegra do blog do *National Center for Atmospheric Research's* (NCAR) *Research Data Archive* (RDA).

GFS stands for Global Forecast System, the current NOAA NCEP global numerical weather prediction system. FNL refers to the “Final” analysis, though it is now mainly referred to as the Global Data Assimilation System (GDAS) analysis.

FNL and GFS are related, yet different products from the same data assimilation and forecast system. They share the same underlying model and data assimilation techniques. They contain the same data sources—but there is a subtle difference in the amount of “real” data assimilated into the initial conditions for GFS and FNL.

It takes time to run a global Numerical Weather Prediction-NWP model, even with NCEP's vast computational resources. Thus, they need to start GFS early enough to get a forecast instead of a hindcast. FNL is the final analysis, delayed a bit from GFS so that they can include all of the available observational data. Typically, FNL ingests about 10% more observations than GFS. Even with the late start, it is still available in time so that the 6-hour FNL-based forecast can be used as the background field for the next GFS data assimilation cycle.

For instance, if you want balloon data from 00 Coordinated Universal Time-UTC, you have to wait for the balloon to rise through the atmosphere. That can be as much as 90 minutes for the large size balloons capable of reaching the stratosphere. Then the balloon data needs to be relayed from locales around the world to NCEP in Maryland, USA. If you want satellite data for 00 UTC, you have to wait for the satellite to go over a ground station so it can download the data. The ground station then relays the data via land or undersea cable (if it has one) or hopscoches it through another (communication) satellite.

NCEP's Current Status table shows the actual start and end times for each analysis/forecast cycle initiated (based on a 30-day running average). The top of the page provides useful links. The first table refers to the 00 UTC cycle. Note

that the North American Mesoscale data dump and prep occurs just 75 minutes, 1:15 after the analysis time. This is possible because of the fast data links available over North America. The global GFS data dump and prep starts at 2:47 due to the longer data latency for more remote areas.

Data prep includes not just translation of the observations into the ingest data format (Binary Universal Form for the Representation of meteorological data - BUFR), but also quality control of the observations. Observations that are suspect will be given a lower certainty or thrown out altogether.

An analysis is a gridded representation of the atmospheric state that incorporates the observations/measurements in a physically and statistically meaningful way. They take into account the certainty in each observation. An analysis begins with a “background” or first guess gridded representation of the atmosphere and then adds the observations to nudge it towards the “true” state of the atmosphere. The ingest process is repeated with the updated gridded fields over all the observations until a self-consistent grid (atmospheric state) is reached. Notice that the GFS analysis takes about 20 minutes, about the same amount of time to run the forecast model for 48 hours.

The GFS “deterministic” model with the best-fit (to the obs) analysis starts at about 03:16 while the “ensemble” of GFS runs with slightly perturbed initial conditions (analysis) starts at about 03:34. NCEP waits another three hours until 05:50 for more observations to trickle in to repeat the analysis. The second, “final”, FNL analysis contains about 10% more observations than the GFS analysis—although the exact percentage varies from day to day. The extra observations ensures the most complete description of the true atmospheric state possible within the operational constraints¹. The “final” analysis, FNL, is also called GDAS, because it is an integral part of the Global Data Assimilation System. The GDAS forecast, initialized off the 00 UTC GDAS analysis, completes around 06:36 UTC. The forecast valid at 06:00 UTC is then ready for use as the “background” field for the next, 06 UTC, data ingest cycle. (The 06 UTC North American Mesoscale cycle kicks off at 7:15 UTC.)

Forecasts contain the same parameters as analysis AND accumulated forecast variables such as precipitation. Analysis files, if they contain the forecast-only fields, set them to zero. For instance, both FNL and GFS files obtained directly from NCEP, contain the categorical rain-CRAIN variable. But, in the FNL file, all of the categorical rain fields will be zero.

In summary, the FNL analysis incorporates 10% more data than the GFS by waiting for 3 hours longer for the data stragglers. GFS forecasts contain accu-

¹Reanalyses, which do not have operational time constraints, may contain even more observations.

culated fields, such as precipitation, that are missing or set to zero in the analysis fields. As an archive, the RDA is interested in offering the most realistic atmospheric analysis, not the timeliest one. Users shouldn't come to an archive for timely data—they should come for the most complete and accurate data possible. We only archive the analysis FNL file—those that end in _00. The forecast ones end in _HH for the number of hours from model initiation.

“Real-time” users can get the FNL analysis grids directly from NCEP's NOMADS server at, <http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod/gdas.YYYYMMDD/gdas1.tHHz.pgrb2.1p00.f000> (Replace YYYY MM DD HH with Year Month Day and Hour of the cycle of interest).

We rename the GDAS/FNL files to `fnl.YYYYMMDD.HH_00.grib2` and also strip out the nonsensical forecast variables set to zero in the analysis files. The NCAR RDA also archives GFS forecasts (ds084.1) for users who need the forecast fields.

Apêndice B

Analysis, forecast, reanalysis— what’s the difference?

Texto extraído na íntegra do blog do NCAR’s RDA.

This extends the discussion in What’s the difference between GFS and FNL? (Apêndice A) Read that, and then come back. I’ll wait.

From DEE *et al.* (2011): “Reanalysis data provide a multivariate, spatially complete, and coherent record of the global atmospheric circulation. Unlike archived weather analyses from operational forecasting systems, a reanalysis is produced with a single version of a data assimilation system—including the forecast model used—and is therefore not affected by changes in method.”

An analysis uses myriad observations at irregular geographic locations to produce a representation of the atmospheric state (values of the set of atmospheric parameters needed to specify the state) on a regular grid. Creators of analyses use a complex toolset that includes statistical measures of both the variability of the measurements and of the atmosphere itself (e.g. covariance matrices), physical models of how the atmosphere behaves (e.g. geostrophic and hydrostatic balance), and mathematical physics models (e.g. continuity equation). Teams of specialists normally perform analyses over long periods of time. Of course, analysis procedures also extend to the ocean domain.

Subtle differences distinguish analyses from each other; they may ingest different input data and may be “tuned” for different objectives. Which one is “better” is often determined by the intended use. The RDA provides a variety of analyses and reanalyses. We encourage users to try more than one and then report back to us, which better met their objectives.

Physical forecast models propagate an atmospheric state forward in time. In doing so, they can spatially fill in data from data-rich regions into data-sparse regions. For instance, they can advect (blow) air masses downwind. In contrast, an analysis can statistically spread an observation’s influence with Kriging or a relaxed Gaussian fit—but the spread is usually isotropic in space. Ideally, your knowledge of an atmospheric state should flow downwind, not upwind, and there are often

different dynamical dimensions for the meridional and zonal directions.

A good physical forecast model also forms a “memory” of the measurement. For instance, if you know the temperature, heat capacity of the air, and energy flux at time t , then you can predict the temperature at time $t+dt$. Given the same initial analysis fields as input, the output of the more skilled forecast model will more closely resemble measurements of the atmospheric state at a future time. This sounds very circular, because it is. That’s why it’s called an analysis-forecast cycle.

Physical models also spread information from observed variables to calculate estimates of unobserved (derived) variables. For instance, it’s not possible to blanket a wide area with rain gauges. However, physical models can calculate orographic rain (when moist air masses are pushed uphill until the moisture precipitates out) using upwind temperature, pressure, wind and relative humidity measurements along with terrain elevation and land use from a database.

Analyses and forecasts share many of the same parameters in common. However, the overlap is not perfect. There is one very important difference. Analyses are a snapshot in time. Forecasts can contain accumulated parameters such as rainfall and heat flux over a time period. The FNL analysis (FNL files ending with `_00`) starts out “dry”, with zero accumulated rainfall. As the GFS forecast model runs, the amount of rain precipitated out of the atmosphere is collected and summed at each time step. The GFS forecast (FNL or GFS files ending with a number greater than `_00`) will then contain non-zero accumulated rainfall fields.

Any changes in software for an operational analysis can result in spurious signals or shifts. Operational systems’ software is frequently changed as they uncover bugs or biases and fix them; code segments are improved to better represent atmospheric phenomena. The changes are usually not announced ahead of time. The change log may be difficult for the non-expert user to decipher. Thus, operational analyses are not appropriate for compiling a long time series to study changes over time, e.g. to look for climate signals.

Reanalyses are a special type of analysis done with a fixed software system. Both the data assimilation and the forecast model software are “frozen” for the time span of a reanalysis. This inoculates the output from changes in software. Both analyses and reanalyses experience shifts due to changes in observation systems (e.g. when a new satellite comes on-line or an old one is decommissioned). Researchers using reanalysis time series should carefully check observed time shifts against dates when the observation systems changed. Note that even in-situ station data may experience shifts. For instance, a station may move away from urban encroachment or receive a new instrument package.

After I’ve just told you a reanalysis is just a special type of analysis, you may ask, “How come so many reanalyses contain rainfall parameters when analyses

don't?". Preparers of reanalyses understand research needs. They often include the accumulated rainfall from the forecast model (used to create the background field for the next data assimilation cycle) as a field in the analysis.

A very good reference to learn more is DEE *et al.* (2011)

Apêndice C

Reanálises Atmosféricas Globais Existentes

Tabela 4: Reanálises atmosféricas globais modernas¹ de acordo com a geração e as instituições que as produzem (o significado dos acrônimos estão na Lista de Abreviaturas). *Estes produtos representam a segunda versão das reanálises de mesmo nome (Reanálise 1 (KALNAY *et al.*, 1996) e MERRA (RIENECKER *et al.*, 2011)) que foram substituídas por apresentarem inconsistências. **Em produção, mas já teve o período a partir de 2008 lançado.

Geração	ECMWF	NCEP	JMA	NASA
1 ^a	ERA-15 (GIBSON <i>et al.</i> , 1999)	Reanálise 2* (KANAMITSU <i>et al.</i> , 2002)	—	—
2 ^a	ERA-40 (UPPALA <i>et al.</i> , 2005)	—	JRA-25 (ONOGI <i>et al.</i> , 2007)	—
3 ^a	ERA-Interim (DEE <i>et al.</i> , 2011)	CFSR (SAHA <i>et al.</i> , 2010)	JRA-55 (HARADA <i>et al.</i> , 2016 KOBAYASHI <i>et al.</i> , 2015)	MERRA-2* (GELARO <i>et al.</i> , 2017)
4 ^a	ERA5** (HENNERMANN e BERRISFORD, 2018)	—	—	—

¹ A primeira reanálise atmosférica foi produzida pelo *First Global Atmospheric Research Program Global Experiment-FGGE* (PLOSHAY *et al.*, 1992) no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory-GFDL*, mas não é citada por ter reanalisado um período muito curto (128 dias).

Tabela 5: Reanálises atmosféricas globais climáticas de acordo com a geração e as instituições que as produzem (o significado dos acrônimos estão na Lista de Abreviaturas).

Geração	ECMWF	NOAA
1 ^a	ERA-20C (POLI <i>et al.</i> , 2016)	20CR (COMPO <i>et al.</i> , 2008)
2 ^a	CERA-20C (LALOYLAUX <i>et al.</i> , 2016)	20CRv2 (COMPO <i>et al.</i> , 2011)

Apêndice D

Considerações acerca da Energia Cinética e Tensão de Cisalhamento do Vento

Como tratado na seção 5.1, as análises preliminares avaliaram o vento em superfície do CFSR e ERAI afim de subsidiar os resultados principais deste estudo. Neste contexto, τ (equação 6) controla parte da hidrodinâmica do oceano superior, entretanto, para o seu cálculo, além de U_{10} , seriam necessárias informações das correntes oceânicas superficiais (U_S), da densidade do ar (ρ_a) e do coeficiente de arrasto (C_D). Sendo que U_S , por serem até duas ordens de grandeza menos intensas que U_{10} , são desconsideradas na grande parte dos estudos (equação 7). Nesta mesma proporção e também para fins de simplificação matemática, ρ_a e C_D são tratados como constantes, independente das condições de mar e atmosféricas das áreas de estudo. Tais artifícios matemáticos incluem incertezas aos cálculos de τ que não estão diretamente ligados à capacidade dos produtos representarem a circulação atmosférica. Desta forma, optou-se por avaliar as reanálises em relação à energia cinética do vento, que está relacionada a τ , em especial se for calculada em função de uma massa unitária (EC - equação 8), consideração também comum na bibliografia. Assim, mesmo que fisicamente o parâmetro τ seja o que melhor representa a transferência de energia da atmosfera para o oceano, as aproximações praticadas e descritas acima permitem que o parâmetro EC passe, matematicamente, a ser proporcional a este, visto que a relação entre eles fica ponderada exclusivamente por três constantes (2, ρ_a e C_D) (equação 9).

$$\tau = \rho_a \cdot C_D \cdot (U_{10} - U_S)^2 \quad (6)$$

$$\tau = \rho_a \cdot C_D \cdot (U_{10})^2 \quad (7)$$

$$EC = \frac{(U_{10})^2}{2} \quad (8)$$

$$\tau = 2.\rho_a.C_D.EC \quad (9)$$

De maneira mais aplicada ao objetivo do estudo, ou seja, o forçamento superficial de um modelo hidrodinâmico e a comparação entre os produtos atmosféricos selecionados, haveria a possibilidade de se obter τ diretamente das reanálises. Isso, entretanto, levaria a discussão sobre a forma de cálculo deste parâmetro por cada produto e se essa possível diferença influenciaria na representatividade dos resultados, necessitando de avaliações mais aprofundadas e cada vez mais distantes do objetivo central. Por este motivo, optou-se pela obtenção das variáveis mais primitivas, as componentes da velocidade do vento.